

DOI 10.30898/1684-1719.2020.5.15

УДК 537.877+532.5.013

## ЗАВИСИМОСТИ ХАРАКТЕРИСТИК КОМПОНЕНТ УКЛОНОВ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ ОТ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ДИАПАЗОНОВ СОЗДАЮЩИХ ИХ ВОЛН

А. С. Запевалов<sup>1,2</sup>, И. П. Шумейко<sup>2</sup>, А. Ю. Абрамович<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Морской гидрофизический институт РАН, 299011, Севастополь, ул. Капитанская, 2

<sup>2</sup> Севастопольский государственный университет, 299053, Севастополь, ул.  
Университетская, 33

Статья поступила в редакцию 12 мая 2020 г.

**Аннотация.** Анализируется зависимость дисперсии продольной и поперечной относительно направления ветра компонент уклонов морской поверхности и их анизотропии от диапазона создающих их волн. Рассматривается диапазон с изменяющейся границей: от самых длинных ветровых волн и/или зыби до волн длиной  $\lambda_0$ . Используются данные зондирования в радио и оптическом диапазонах, а также данные измерений *in situ* (измерения лазерными уклономерами, струнными датчиками, волнографическими буйами). Для продольной и поперечной компонент уклонов построены аппроксимации зависимости дисперсий и коэффициента анизотропии волнового поля от параметра  $\lambda_0$ . Показано, что оценка коэффициента анизотропии, полученная в рамках известной модели Кокса-Манка, которая широко используется в приложениях, связанных с отражением электромагнитных волн, не согласуется с оценками этого коэффициента, рассчитанными по данными измерений *in situ* и по данными зондирования морской поверхности в радиодиапазоне.

**Ключевые слова:** морская поверхность, уклоны, дистанционное зондирование, модель Кокса-Манка.

**Abstract.** The dependence of the dispersion of the upwind and crosswind components of sea surface slopes and their anisotropy of the slopes on the range of waves that create them is analyzed. We consider a range with a changing boundary, from the the longest wind waves and/or swell to the to wavelengths  $\lambda_0$ . We used data

from radio and optical sensing, as well as *in situ* measurements (measurements by laser slopeimeters, wave gauge, and wave buoys). Approximations of the dependence of the dispersion and anisotropy coefficient of the wave field on the parameter  $\lambda_0$  are constructed for the upwind and crosswind components of the slopes. It is shown that the estimation of the anisotropy coefficient obtained in the framework of the well-known Cox-Munk model, which is widely used in applications related to the reflection of electromagnetic waves from the sea surface, is not consistent with the estimates of this coefficient calculated from *in situ* measurements and from sea surface sounding data in the radio range.

**Key words:** sea surface, slopes, remote sensing, Cox-Munk model.

## Введение

Взаимодействие радиоволн с морской поверхностью определяется соотношением между длинами зондирующей радиоволны и поверхностной волны. Если зондирование осуществляется при малых углах падения, то волны, длина которых сравнима и меньше длины радиоволны, приводят к диффузному рассеянию, более длинные – к зеркальному отражению [1, 2]. Если зондирование проводится при углах падения больше  $20^\circ$ - $25^\circ$ , то доминирует резонансный механизм рассеяния, и волны, длина которых много больше длины зондирующей волны, приводят к изменению локального угла падения, что в свою очередь приводит к изменению условий резонанса [3]. Уклоны, создаваемые волнами, длина которых много больше длины радиоволны, необходимо также учитывать при интерпретации данных СВЧ радиометрических измерений [4].

Уклоны морской поверхности являются первыми пространственными производными возвышений морской поверхности. Принято выделять две компоненты уклонов, ориентированные вдоль и поперек направления ветра [5]. Здесь и далее они обозначаются индексами “*u*” и “*c*” соответственно. Если нижний индекс отсутствует, то данное выражение справедливо для обеих компонент уклонов.

Дисперсия компонент уклонов, созданных волнами, длина которых меньше  $\lambda_0$ , определяются выражением

$$\sigma^2(k_0) = \int_{k_1}^{k_0} \Psi(k) dk, \quad (1)$$

где  $k$  – волновое число поверхностных волн;  $\Psi(k)$  – спектр компоненты уклонов. Значения параметра  $k_0$  или соответствующей ему длины волны  $\lambda_0$  определяются характеристиками измерительной аппаратуры. Нижний предел интегрирования  $k_1$  определяется максимальной длиной поверхностной волны  $\lambda_{\max}$ .

Первыми работами, в которых решалась задача определения зависимости суммарной дисперсии уклонов  $\sigma_{\Sigma}^2(\lambda_0) = \sigma_u^2(\lambda_0) + \sigma_c^2(\lambda_0)$  от диапазона длин, создающих их поверхностных волн, были работы [6, 7]. В этих работах зависимости  $\sigma_{\Sigma}^2 = \sigma_{\Sigma}^2(\lambda_0)$  строились путем минимизации расхождений между теоретическими расчетами и данными СВЧ радиометрических измерений. Развитие этот подход получил в работах [4, 8], где также была показана необходимость учитывать неоднозначность связи характеристик шероховатости морской поверхности и скорости ветра.

В последние годы при моделировании процессов взаимодействия радиоволн с морской поверхностью широко используются аналитические спектральные модели, построенные в пространстве волновых чисел [9, 10]. Анализ на основе математического моделирования распределения дисперсии уклонов морской поверхности по диапазонам создающих их волн представлен в работе [11]. Полученные зависимости  $\sigma_{\Sigma}^2 = \sigma_{\Sigma}^2(\lambda_0)$  качественно соответствуют экспериментальным результатам. Отклонения имеют место только в области  $\lambda_0 < 0.01$  м, где модельные оценки заметно превышают экспериментальные [12].

В работе [13] для построения зависимости  $\sigma_{\Sigma}^2 = \sigma_{\Sigma}^2(\lambda_0)$  использованы данные дистанционного зондирования (радиолокационные, радиометрические

и оптические измерения) [4, 5, 7, 10], а также данные измерений *in situ* (измерения лазерными уклономерами, струнными датчиками, волнографическими буями) [14-17]. Такой подход позволил существенно, по сравнению с радиометрическими исследованиями, расширить диапазон длин волн, в котором изучается зависимость  $\sigma_{\Sigma}^2 = \sigma_{\Sigma}^2(\lambda_0)$ .

Уклоны морской поверхности являются векторными характеристиками, что необходимо учитывать при моностатической и бистатической локации. Естественным следующим шагом после изучения зависимости  $\sigma_{\Sigma}^2 = \sigma_{\Sigma}^2(\lambda_0)$  стало изучение зависимостей дисперсий компонент уклонов и коэффициента анизотропии от длины создающих их поверхностных волн. Исследования проводятся в рамках подхода, предложенного в работе [13]. Результаты этих исследований представлены в настоящей работе.

## 1. Радиолокационные и *in situ* измерения дисперсии уклонов морской поверхности при высоких скоростях ветра

Для анализа воспользуемся зависимостями дисперсий уклонов морской поверхности от скорости ветра, полученными с помощью разных типов измерительной аппаратуры. Кратко охарактеризуем эти данные.

Дисперсии уклонов морской поверхности по данным квазивертикального радиозондирования определяются в рамках приближения геометрической оптики. Зеркальное отражение создают поверхностные волны, удовлетворяющие условиям [1]

$$\lambda \gg \Lambda, kr \cos^3 \theta \gg 1, \quad (2)$$

где  $\Lambda$  – длина радиоволны;  $K = 2\pi/\Lambda$  – волновое число радиоволны;  $r$  – радиус кривизны;  $\theta$  – угол падения. В этом приближении нормированное сечение обратного рассеяния при моностатическом зондировании описывается выражением

$$s = \pi \sec^4 \theta |F_0|^2 P(\xi_{\uparrow}, \xi_{\perp}) \Big|_{\xi_{\uparrow} = \operatorname{tg} \theta, \xi_{\perp} = 0}, \quad (3)$$

где  $F_0$  – коэффициент Френеля;  $P$  – двумерная функция плотности вероятностей уклонов;  $\xi_{\uparrow}$  и  $\xi_{\perp}$  – уклон морской поверхности в плоскости зондирования и в ортогональной плоскости. Поскольку сигнал радиолокатора зависит от функции плотности вероятностей уклонов морской поверхности, то можно восстанавливать статистические моменты уклонов путем активного зондирования.

Понятие “много больше” в выражении (2) строго не определено, будем полагать, что выражение (2) выполняется, если  $\lambda > n\Lambda$ , где  $n$  находится в пределах от 3 до 5. Иногда область значений параметра  $n$  расширяют, предполагая, что значение параметра  $n$  лежит в диапазоне  $2 < n < 10$  [18]. Представленным в табл. 1 регрессионным уравнениям для дисперсии компонент уклонов соответствуют два граничных значения длин волн  $\lambda_{01}$  и  $\lambda_{02}$ . Длина волны  $\lambda_{01}$  определена при  $n=3$ ,  $\lambda_{02}$  определена  $n=5$ . Регрессионные уравнения в работе [10] построены по данным радиозондирования в Ку диапазоне на частоте 13.8 ГГц [19].

При измерениях уклонов морской поверхности *in situ* используются приборы, в основе принципа работы которых лежат разные физические эффекты. Диапазон длин волн, в котором эти приборы проводят измерения, определяется разными характеристиками. Для лазерных уклономеров такой характеристикой являются размеры лазерного пятна на невозмущенной морской поверхности, для струнных уклономеров – расстояние между струнами, для волнографических буев – размеры корпуса буя. При измерениях *in situ* существует некоторая неопределенность в определении минимальной длины волны, уклоны, создаваемые которой могут быть измерены конкретным типом приборов. Очевидно, что длина волны должна удовлетворять условию  $\lambda > nL$ , где  $L$  характерный масштаб для данного типа приборов, но точное значение  $n$ , как и в случае радиозондирования, неизвестно. Соответственно в табл. 1 для регрессионных уравнений, полученных по данным измерений *in situ* также приводятся два значения граничной длины волны  $\lambda_{01}$  и  $\lambda_{02}$ .

Таблица 1. Зависимость дисперсии компонент уклонов морской поверхности  $\sigma_u^2$  и  $\sigma_c^2$  от скорости ветра  $U$ 

№	$\sigma_u^2 = \sigma_u^2(U)$	$\sigma_c^2 = \sigma_c^2(U)$	$\lambda_{01}$ , м	Аппаратура, источник
			$\lambda_{02}$ , м	
1.	$0.00316U + 0.000$	$0.00192U + 0.003$	0.001	Фотокамера [5]
2.	$0.00316U + 0.001$	$0.00185U + 0.003$	0.001	Оптический сканер [20]
3.	$0.00079U - 0.0092$	$0.00053U + 0.0097$	0.065 0.109	Радиолокатор [10]
4.	$0.00231U + 0.0015$	$0.00166U + 0.0008$	0.004 0.006	Лазерный уклономер [14]
5.	$0.00205U + 0.0041$	$0.00162U + 0.00136$	0.004 0.006	Лазерный уклономер [15]
6.	$0.00060U - 0.00049$	$0.000287U + 0.0005$	3.7 6.2	Волнографический буй [17]
7.	$0.00146U - 0.0007$	$0.00064U - 0.0003$	0.4 1.6	Струнный волнограф [16]

В табл. 1 включены результаты исследований уклонов, проведенных с помощью струнных волнографов [16]. В указанной работе изменения дисперсии компонент уклонов при изменении скорости ветра не анализировались, но приводится зависимость  $\sigma_\Sigma^2 = 0.0021U - 0.001$  и отмечено, что среднее отношение  $\sigma_c^2/\sigma_u^2 = 0.44$ . Эти данные позволили оценить  $\sigma_u^2 = \sigma_u^2(U)$  и  $\sigma_c^2 = \sigma_c^2(U)$ . Добавим, что расстояние между струнными волнографами в разных экспериментах составляло 20 см или 40 см, поэтому значение  $\lambda_{01}$  выбрано соответствующим минимальному расстоянию,  $\lambda_{02}$  – максимальному.

В табл. 1 также включены результаты работы [20], авторы которой определили статистические моменты уклонов морской поверхности по той же методике, по которой в работе [5] была построена ставшая классической модель двумерной плотности вероятностей уклонов морской поверхности. Используя установленные на космических аппаратах оптические сканеры, они получили около 20000 изображений морской поверхности в зоне солнечного блика. Полученные по данным оптических сканеров и аэрофотографиям зависимости дисперсий уклонов от скорости ветра практически совпали. Расхождение между ними оказалось меньше полученных в экспериментах среднеквадратических отклонений.

Введем параметр

$$\chi(\lambda_0) = \sigma^2(\lambda_0) / \sigma_{All}^2, \quad (4)$$

где  $\sigma^2(\lambda_0)$  – дисперсии уклонов, создаваемых волнами длиной менее  $\lambda_0$ ;  $\sigma_{All}^2$  – полной дисперсии, создаваемой волнами всех присутствующих на морской поверхности масштабов. Верхняя граница диапазона волн на морской поверхности определяется процессом вязкой диссипации волновой энергии. Вязкий срез в спектре имеет место при волновом числе  $k_{dis} \approx 6283$  рад/м, которому соответствует длина волны  $\lambda_{dis} \approx 0.001$  м [21].

Все приведенные в табл. 1 зависимости представлены в виде линейных регрессий  $\sigma^2(U) = bU + a$ . При скоростях ветра, превышающих  $U_0 \approx 7$  м/с, вторым слагаемым в линейных регрессиях можно пренебречь. В этом случае параметр  $\chi(\lambda_0)$  оказывается независимым от скорости ветра. Рассчитанные на основе данных, приведенных в табл. 1, оценки параметра  $\chi(\lambda_0)$  представлены на рис. 1.

Рассчитанные для верхней и нижней границ параметра  $\lambda_0$  регрессии  $\chi_u$  и  $\chi_c$  имеют вид

$$\chi_u(\lambda_{01}) = 0.245 \lambda_{01}^{-0.202}, \quad (5)$$

$$\chi_u(\lambda_{02}) = 0.292 \lambda_{02}^{-0.177}, \quad (6)$$

$$\chi_c(\lambda_{01}) = 0.219\lambda_{01}^{-0.220}, \quad (7)$$

$$\chi_c(\lambda_{02}) = 0.266\lambda_{02}^{-0.193}. \quad (8)$$

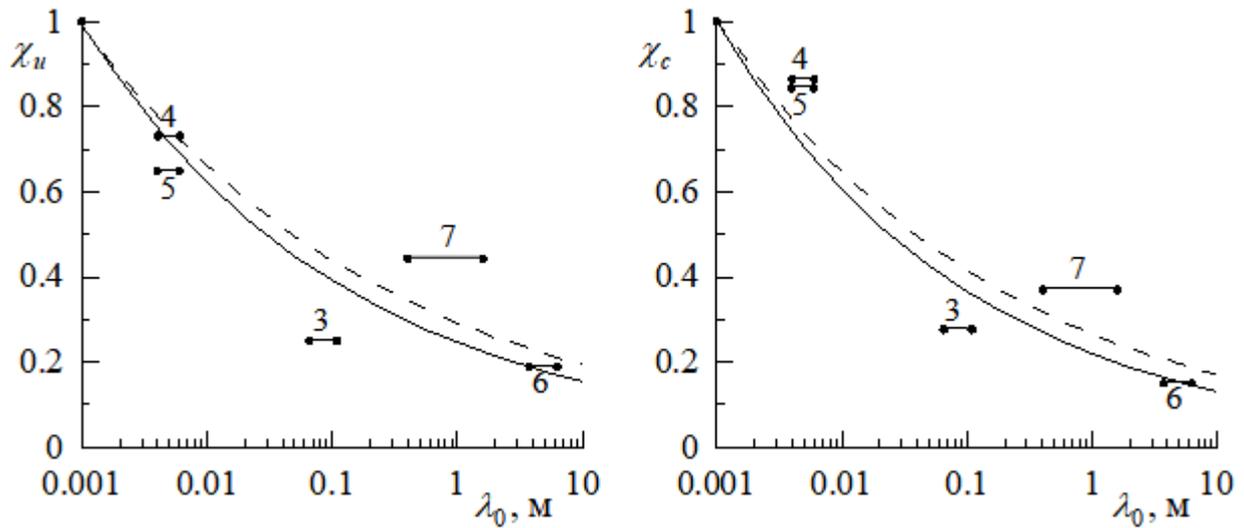


Рис. 1. Оценки параметров  $\chi_u$  и  $\chi_c$ , рассчитанные на основе данных дистанционного зондирования и *in situ* измерений. Номера на графиках соответствуют позициям в табл. 1. Регрессионные кривые построены для  $\lambda_0 = \lambda_{01}$  (сплошная кривая) и  $\lambda_0 = \lambda_{02}$  (штриховая кривая).

Поскольку  $\lambda_{dis} \approx 0.001$  м, то при построении регрессионных зависимостей (5)-(8) задавались условия: для  $\lambda_{01} = 0.001$  м и  $\lambda_{02} = 0.001$  м значения  $\chi_u$  и  $\chi_c$  равны единице.

## 2. Анизотропия поля поверхностных волн

Анизотропию поля поверхностных волн принято характеризовать с помощью коэффициента [22]

$$\gamma_{All} = \sigma_{All-c}^2 / \sigma_{All-u}^2, \quad (9)$$

где  $\sigma_{All-c}^2$  и  $\sigma_{All-u}^2$  дисперсии уклонов созданные всеми присутствующими на морской поверхности волнами. По аналогии с (9) введем параметр, который характеризует анизотропию волнового поля, созданную волнами, длиной менее  $\lambda_0$ ,

$$\gamma(\lambda_0) = \sigma_c^2(\lambda_0) / \sigma_u^2(\lambda_0). \quad (10)$$

Введем также спектральный показатель трехмерности  $\gamma_S(\omega)$ . Если поверхностные волны подчиняются дисперсионному соотношению для гравитационных волн на глубокой воде  $\omega^2 = gk$ , то частотные спектры компонент уклонов  $\Psi_u(\omega)$  и  $\Psi_c(\omega)$  связаны с частотно-угловым спектром  $X(\omega, \alpha)$  соотношениями,

$$\Psi_u(\omega) = \frac{\omega^4}{g^2} \int_{-\pi}^{\pi} \chi(\omega, \alpha) \cos^2(\alpha) d\alpha, \quad (11)$$

$$\Psi_c(\omega) = \frac{\omega^4}{g^2} \int_{-\pi}^{\pi} \chi(\omega, \alpha) \sin^2(\alpha) d\alpha, \quad (12)$$

где  $\omega$  – круговая частота;  $g$  – гравитационное ускорение.

Представим частотно-угловой спектр  $X(\omega, \alpha)$  в форме

$$X(\omega, \alpha) = S(\omega)\Theta(\omega, \alpha), \quad (13)$$

где  $S(\omega)$  – спектр возвышений морской поверхности;  $\Theta(\omega, \alpha)$  – функция углового распределения, описывающая распределение энергии поверхностных волн по направлениям. Это позволяет получить выражение, связывающее спектральный показатель трехмерности  $\gamma_S(\omega)$  с функцией углового распределения  $\Theta(\omega, \alpha)$

$$\gamma_S(\omega) = \frac{\int_{-\pi}^{\pi} \Theta(\omega, \alpha) \sin^2 \alpha d\alpha}{\int_{-\pi}^{\pi} \Theta(\omega, \alpha) \cos^2 \alpha d\alpha}. \quad (14)$$

Коэффициент  $\gamma(\lambda_0)$  определяется как функцией  $\Theta(\omega, \alpha)$ , так и спектром поверхностных волн

$$\gamma(\lambda_0) = \frac{\int_{\omega_L}^{\omega_0} \frac{\omega^4}{g^2} S(\omega) \int_{-\pi}^{\pi} \Theta(\omega, \alpha) \sin^2 \alpha d\alpha d\omega}{\int_{\omega_L}^{\omega_0} \frac{\omega^4}{g^2} S(\omega) \int_{-\pi}^{\pi} \Theta(\omega, \alpha) \cos^2 \alpha d\alpha d\omega}, \quad (15)$$

где  $\omega_0$  – частота, соответствующая длине волны  $\lambda_0$ ;  $\omega_L$  – частота самых длинных волн.

### 3. Расчет коэффициента анизотропии уклонов $\gamma(\lambda_0)$ по экспериментальным данным

Сводный график зависимости коэффициента анизотропии от параметра  $\lambda_0$  представлен на рис. 2. Использован массив данных, представленный в табл. 1. На графике также отражены результаты работы [23], в которой уклоны измерялись оптическим методом в ночное время при искусственном освещении (позиция 8). Как и для оценок коэффициента  $\gamma$ , полученных на основе регистрации отраженного солнечного света, предполагается, что при искусственном освещении  $\lambda_0 = 0.001$  м.

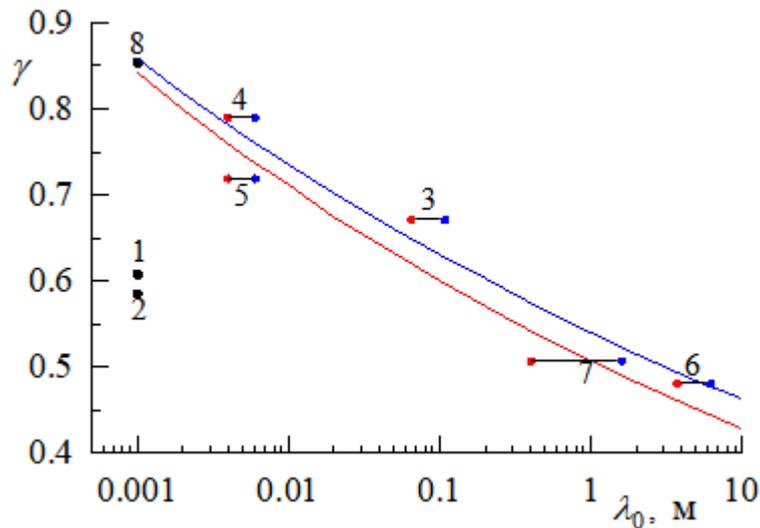


Рис. 2. Зависимость  $\gamma = \gamma(\lambda_0)$ . Позиции на графиках соответствуют позициям в табл. 1. Позиция 8 соответствует данным работы [23]. Красные точки получены для  $\lambda_0 = \lambda_{01}$ ; синие —  $\lambda_0 = \lambda_{02}$ ; черные точки —  $\lambda_0 = \lambda_{dis}$  [5]; красная кривая — регрессия (16); синяя кривая — регрессия (17).

Из рис. 2. следует, что с ростом  $\lambda_0$  значения коэффициента  $\gamma$  растут. Это согласуется с результатами волнографических исследований, в которых показано, что на масштабах, меньших масштаба доминантных волн, с уменьшением длины волны функция углового распределения  $\Theta(\omega, \alpha)$  становится более широко направленной [24].

Неожиданным оказался тот факт, что полученные в работах [5, 20] оценки коэффициента анизотропии не соответствуют тренду его изменений при

изменении  $\lambda_0$ . Общая тенденция изменений коэффициента  $\gamma$  описывается регрессионными уравнениями

$$\gamma(\lambda_{01}) = 0.508 \lambda_{01}^{-0.0729}, \quad (16)$$

$$\gamma(\lambda_{02}) = 0.540 \lambda_{02}^{-0.0671}. \quad (17)$$

Регрессионные уравнения (16) и (17) построены без учета оценок параметра  $\gamma$  под номерами 1 и 2.

При сравнении данных радиозондирования с данными оптических измерений иногда вместо регрессионных уравнений  $\sigma^2 = \sigma^2(U)$ , полученных для чистой воды, используются эти уравнения, полученные для области слика, созданного разливом поверхностно-активных веществ на морской поверхности [25]. В области слика коротковолновые составляющие частично или полностью подавлены, и можно предположить, что статистические характеристики уклонов морской поверхности в области слика соответствуют тем ее характеристикам, которые определяют отраженный радиосигнал.

Модель функции плотности вероятностей уклонов морской поверхности, предложенная в работе [5], является основной моделью, используемой при анализе данных радиозондирования морской поверхности, поэтому рассмотрим этот вопрос более подробно. По данным измерений в области искусственного слика

$$\sigma_{c-slick}^2 = 0.00084U + 0.003, \quad (18)$$

$$\sigma_{u-slick}^2 = 0.00078U + 0.005. \quad (19)$$

Изменения коэффициента анизотропии с ростом скорости ветра для чистой поверхности и поверхности в области слика представлены на рис. 3. Измерения в зоне сликов проводились при скоростях ветра не превышающих 10 м/с. На рис. 3 для сравнения штриховая кривая, как и в работе [25], экстраполирована в область более высоких скоростей ветра. Полученные в [5] зависимости  $\sigma^2 = \sigma^2(U)$  для чистой воды некорректно описывают изменения дисперсии уклонов при скорости ветра менее 7 м/с [26]. В этом диапазоне рост

шероховатости морской поверхности с усилением ветра происходит быстрее, чем при скорости  $U > 7$  м/с [27]. Из приведенных на рис. 3 зависимостей  $\gamma = \gamma(u)$  следует, что в зависимости от физико-химических характеристик морской поверхности изменения коэффициента асимметрии  $\gamma$  с ростом скорости ветра имеют разный характер, в области чистой воды при усилении ветра он убывает, в области слика растет.

Метод определения статистических характеристик уклонов по аэрофотографиям морской поверхности или по данным оптических сканеров является косвенным. Его точность, в частности, зависит от априорных представлений о функции плотности вероятностей уклонов, и от диапазона значений уклонов, в котором строится аппроксимация этой функции [28]. Возможно, это является одним из факторов, приводящих к отклонению приведенных на рис. 2 оценок коэффициента асимметрии  $\gamma$ , полученных путем оптического зондирования от регрессионных кривых (16) и (17), а также приводит к разному поведению коэффициента  $\gamma$  при изменении скорости ветра для чистой воды и области слика.

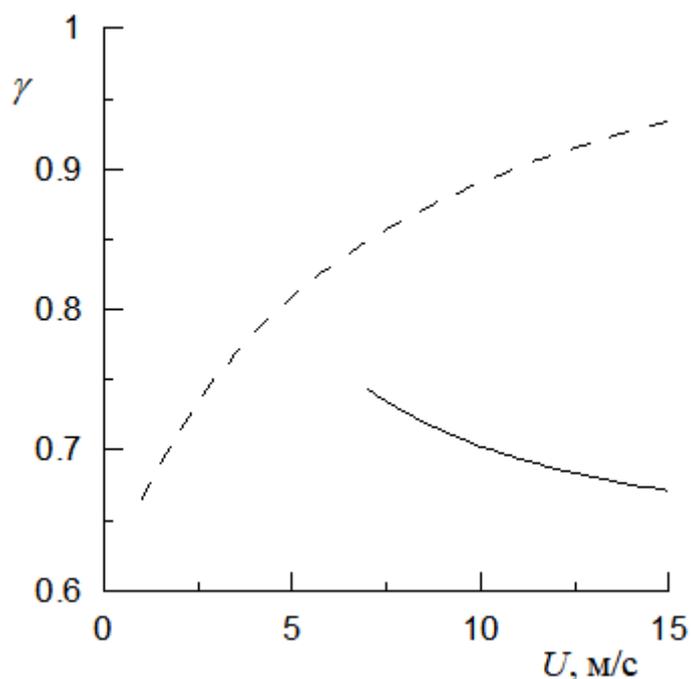


Рис. 3. Зависимости от скорости ветра  $U$  коэффициента анизотропии  $\gamma$  для чистой морской поверхности (сплошная кривая) и области слика (штриховая кривая) [5].

## Заключение

Диапазон длин поверхностных волн, создающих зеркальное отражение радиоволн от морской поверхности, зависит от длины зондирующей радиоволны. Подобный характер взаимодействия радиоволн с морской поверхностью требует информации об интегральных характеристиках уклонов, созданных волнами заданного диапазона.

Проведен анализ изменения дисперсии компонент уклонов, созданных волнами в диапазоне с изменяющейся границей: от самых длинных волн до волн длиной  $\lambda_0$ . Показано, что в первом приближении изменения дисперсии можно аппроксимировать показательной функцией с основанием степени  $\lambda_0$  (уравнения (16) и (17)). Определены параметры этой функции.

Коэффициент анизотропии уклонов морской поверхности (отношение дисперсии поперечной и продольной компонент уклонов) растет с уменьшением длины волны  $\lambda_0$ . Показано, что оценка коэффициента анизотропии, полученная на основе модели Кокса-Манка, не согласуется с оценками этого коэффициента, рассчитанными по данными измерений *in situ* и по данными зондирования морской поверхности в радиодиапазоне.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0827-2018-0002 «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. Басс Ф.Г., Фукс И.М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности М.: Наука. 1972. 424 с.
2. Ulaby F., Moore R., Fung A. Microwave remote sensing, active and passive // London: Addison Wesley Publ. Comp. 1983. Vol. 1-3.

3. Plant W.J. A stochastic, multiscale model of microwave backscatter from the ocean // J. Geoph. Res. 2002. Vol.107. No.C9. P.3120. DOI: [10.1029/2001JC000909](https://doi.org/10.1029/2001JC000909).
4. Данилычев М.В., Николаев А.Н., Кутуза Б.Г. Использование метода Кирхгофа для практических расчетов в микроволновой радиометрии взволнованной морской поверхности // Радиотехника и электроника. 2009. Т. 54. № 8. С. 915-925.
5. Cox С., Munk W. Measurements of the roughness of the sea surface from photographs of the sun glitter // J. Optical. Soc. America. 1954. Vol. 44. № 11. P. 838–850.
6. Hollinger J.P. Passive microwave measurements of sea surface roughness // IEEE Trans. Geosci. Electr. 1971. Vol. GE-9. No. 3. P. 165-169.
7. Wilheit T.T. A Model for the Microwave Emissivity of the Ocean's Surface as a Function of Wind Speed // IEEE Trans. Geosci. Electron. 1979. Vol. GE-17. No. 4.
8. Danilytchev M.V., Kutuza, B. G., Nikolaev A.G. The application of sea wave slope distribution empirical dependences in estimation of interaction between microwave radiation and rough sea surface // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2009. Vol. 47. No. 2. P. 652–661.
9. Cheng, Y., Liu, Y., Xu, Q. A new wind-wave spectrum model for deep water // Indian J. Marine Sciences. 2006. Vol. 35. No. 3. P. 181-194.
10. Chen P., Yin Q., Huang P. Effect of non-Gaussian properties of the sea surface on the low-incidence radar backscatter and its inversion in terms of wave spectra by an ocean wave // Chinese Journal of Oceanology and Limnology. 2015. Vol. 33. No. 5. P. 1142-1156.
11. Князьков А.С. Моделирование морской поверхности при квазизеркальном отражении радиоволн // Сборник: Физическое и математическое моделирование процессов в геосредах. М: ООО «Принт-Про». 2019. С. 86-88.

12. Запевалов А.С., Князьков А.С., Шумейко И.П. Описание уклонов морской поверхности в приложениях, связанных с отражением радиоволн // Журнал радиоэлектроники [электронный журнал]. 2020. № 4. Режим доступа: <http://jre.cplire.ru/jre/apr20/8/text.pdf>. DOI: [10.30898/1684-1719.2020.4.8](https://doi.org/10.30898/1684-1719.2020.4.8)
13. Запевалов А.С. Распределение дисперсии уклонов морской поверхности по пространственным диапазонам, создающих их волн // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 1. С. 211-219.
14. Hughes B.A., Grant H.L., Chappell R.W. A fast response surface-wave slope meter and measured wind-wave components // Deep-Sea Res. 1977. Vol. 24. No.12. P. 1211-1223.
15. Христофоров Г.Н., Запевалов А.С., Бабий М.В. Статистические характеристики уклонов морской поверхности при разных скоростях ветра // Океанология. 1992. Т. 32. Вып. 3. С. 452-459.
16. Калинин С.А., Лейкин И.А. Измерение уклонов ветровых волн в Каспийском море // Изв. АН СССР, Сер. Физика атмосферы и океана. 1988. Т. 24. № 11. С. 1210-1217.
17. 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, pp. 111-132.
18. Hauser D., Caudal G., Guimbard S., Mouche A.A. A study of the slope probability density function of the ocean waves from radar observations // J. Geoph. Res., 2008. Vol. 113. C02006. DOI: [10.1029/2007JC004264](https://doi.org/10.1029/2007JC004264).
19. Chu, X., He Y., Chen G., Asymmetry and anisotropy of microwave backscatter at low incidence angles // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 2012. Vol. 50. P. 4014-4024.
20. Bréon F.M., Henriot N. Spaceborne observations of ocean glint reflectance and modeling of wave slope distributions // J. Geoph. Res.: Oceans. 2006. Vol. 111. No. C06005. DOI: [10.1029/2005JC003343](https://doi.org/10.1029/2005JC003343).

21. Apel J.R. An improved model of the ocean surface wave vector spectrum and its effects on radar backscatter // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. No. C8. P. 16269-16291.
22. Longuet-Higgins, M.S. 1957. The statistical analysis of a random moving surface. // Phil. Trans. Roy. Soc. (A), 1957. Vol. 249. P. 321-387.
23. Пелевин В.И., Бурцев Ю.Г. Измерение наклонов элементарных площадок поверхности волнующегося моря // Оптические исследования в океане и в атмосфере над океаном. М.: ИО АН СССР. 1975. С. 202-218.
24. Donelan M.A., Hamilton J., Hui W.H. Directional spectra of wind-generated waves // Philos. Trans. Roy. Soc. 1985. A315. P. 509-562.
25. Hauser D., Caudal G., Guimbard S., Mouche A.A. A study of the slope probability density function of the ocean waves from radar observations // J. Geophys. Res.: Oceans. 2008. Vol. 113. No. C2. P. C02006.
26. Wu J. Mean square slopes of the wind-disturbed water surface, their magnitude, directionality, and composition // Radio Sci. 1990. Vol. 25. P. 37–48.
27. Zapevalov A.S. Statistical characteristics of the moduli of slopes of the sea surface // Physical Oceanography. 2002. Vol. 12. No 1. С. 24-31.
28. Запевалов А.С. Определение статистических моментов уклонов морской поверхности оптическими сканерами // Оптика атмосферы и океана. 2017. Т. 30. № 9. С. 789-793. DOI: [10.15372/AOO20170907](https://doi.org/10.15372/AOO20170907).

**Для цитирования:**

Запевалов А.С. Шумейко И.П., Абрамович А.Ю. Зависимости характеристик уклонов морской поверхности от пространственных диапазонов создающих их волн. Журнал радиоэлектроники [электронный журнал]. 2020. №5. Режим доступа: <http://jre.cplire.ru/jre/may20/15/text.pdf>. DOI 10.30898/1684-1719.2020.5.15