

Лабораторное моделирование рассеяния СВЧ радиоволн поверхностью моря в условиях сильных и ураганных ветров

Ю.И. Троицкая^{1,3}, В.И. Абрамов², А.В. Ермошкин¹, Э.М. Зуйкова¹,
В.И. Казаков¹, Д.А. Сергеев^{1,3}, А.А. Кандауров^{1,3}, О.С. Ермакова^{1,3}

¹Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород, 603950, Россия
yuliya@hydro.appl.sci-nnov.ru

²Научно-исследовательский радиофизический институт
Нижний Новгород, 603950, Россия
vicabr@mail.ru

³Нижегородский государственный университет им. Н.И. Лобачевского
Нижний Новгород, 603950, Россия
daniil@hydro.appl.sci-nnov.ru

Проведены лабораторные эксперименты, направленные на исследование зависимостей удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) СВЧ радиоволн X-диапазона на согласованной и ортогональной поляризации от скорости ветра и угла падения. Микроволновые измерения сопровождались одновременными измерениями параметров воздушного потока (скорости трения ветра, высоты шероховатости) и поверхностных волн (спектров и функции плотности вероятности уклонов). Было показано, что мощность рассеянного сигнала как на согласованной, так и на ортогональной поляризации зависит от угла падения, θ ; при этом зависимость для сигнала на ортогональной поляризации оказывается слабее. Анализ доплеровских спектров рассеянных сигналов позволил сделать вывод о том, что они формируются за счет резонансного рассеяния на «рассеивателях», движущихся со скоростью, примерно на 20% превышающей фазовую скорость энергонесущих поверхностных волн, которые интерпретированы как обрушения волн. На базе проведенных измерений предложен вид геофизической модельной функции (ГМФ) для X-диапазона и C-диапазона при $U_{10} = 10 - 40$ м/с и $\theta = 30^\circ - 60^\circ$.

Ключевые слова: рассеяние радиоволн на морской поверхности, согласованная и ортогональная поляризация, доплеровский спектр, шторм, ураган, микроволновое дистанционное зондирование, поляризация, пограничные слои атмосферы и океана, обрушение поверхностных волн

Одобрена к печати: 08.07.2016
DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-4-45-59

Введение

Опасные океанские гидрометеорологические явления представляют собой глобальную проблему. Среди них наиболее опасными морскими погодными системами являются тропические циклоны (ТЦ), которые зарождаются в тропической зоне, однако могут оказывать влияние и на погоду в средних широтах при внетропических проникновениях ТЦ. В высоких широтах наблюдаются полярные ураганы – интенсивные, быстро развивающиеся атмосферных вихри, которые сходны по механизмам генерации и некоторым морфологическим признакам с ТЦ. Штормовые и ураганные ветра часто наблюдаются в интенсивных глубоких циклонах в северо-восточной части Атлантического океана. Высокие значения скорости ветра и ветровые нагрузки, связанные с ними, ветровые нагоны являются одним из важнейших факторов, обуславливающих их разрушительное воздействие на окружающую среду. Это обуславливает повышенные требования к точности моделирования и прогнозирования штормовых явлений, зависящей в значительной степени от качества данных.

Современные дистанционные методы измерения скорости и направления приводного ветра, обладающие высоким пространственным и временным разрешением, необходимым для прогнозирования штормов, основаны на использовании скаттерометров и радаров

с синтезированной апертурой (РСА), размещенных на искусственных спутниках Земли. Однако существующие алгоритмы восстановления скорости ветра имеют значительные погрешности при оценке параметров атмосферы и океана в условиях интенсивных штормов. Они связаны с тем, что зависимости нормированного сечения рассеяния (УЭПР) от скорости ветра, которые лежат в основе всех существующих алгоритмов восстановления скорости и направления ветра (см., например, (Hersbach, 2010; Hersbach et al., 2007), испытывают эффект насыщения при скорости ветра, превышающей 20-25 м/с (см., например, Donnelly et al., 1999). Недавний анализ данных, полученных на основе обработки спутниковых изображений ИСЗ RADARSAT-2 на двух и четырех поляризациях, совмещенных с сопутствующими прямыми измерениями скорости ветра с океанографических буев (Hwang et al., 2010; Zhang et al., 2011; Vachon, Wolfe, 2011; Zhang, Perrie, 2012), самолетными измерениями с помощью радиометра Stepped-Frequency Microwave Radiometer (SFMR) (van Zadelhoff et al., 2013; Zhang et al., 2014) и данными системы наблюдений за ТЦ Н*Wind (Zhang et al., 2014), продемонстрировал, что ГМФ на ортогональной поляризации сохраняет высокую чувствительность к скорости ветра при сильных и ураганных ветрах. Однако разработка нового алгоритма восстановления скорости ветра, основанного на этих весьма перспективных наблюдениях, сопряжена с рядом проблем. Одновременные наблюдения со спутников и буев очень редки, и за последнее время не проведено ни одного наблюдения подобного рода для скоростей ветра выше 26 м/с (Zhang et al., 2014). Точное совмещение по времени данных самолетных измерений с помощью SFMR и данных спутниковых РСА также является затруднительным, в результате чего сравнение этих массивов данных может быть только статистическим. Кроме того, экспериментальная точность натурных измерений недостаточна, чтобы выявить детали ГМФ на ортогональной поляризации, необходимые для повышения точности восстановления скорости ветра, такие, как насыщение при ураганных ветрах, зависимость от угла визирования и т.п. Исследование физических основ для получения таких зависимостей может быть проведено в лабораторных условиях, главным преимуществом которых является контролируемость и воспроизводимость. Применимость лабораторного моделирования для таких исследований оправдана тем, что сигнал обратного рассеяния радара на ортогональной поляризации в основном формируется за счет рассеяния на мелкомасштабных неоднородностях поверхности моря, таких как обрушающиеся гребни, морские брызги, пена и т.д., которые могут быть воспроизведены в лабораторных установках.

В настоящей работе представлены данные лабораторных экспериментов на высокоскоростном ветро-волновом канале Института прикладной физики РАН, посвященные исследованиям обратного рассеяния на поверхности воды радиоволн X-диапазона на согласованной и ортогональной поляризации в широком диапазоне скоростей ветра вплоть до ураганных (скорость ветра изменялась в диапазоне от 7 м/с до 40 м/с). В частности, были проведены одновременные измерения скорости ветра, поверхностных волн и сигнала обратного рассеяния, необходимые для сравнения экспериментальной УЭПР с существующими теоретическими моделями. Качественно выявлены физические меха-

низмы рассеяния на ортогональной поляризации. В рамках данной работы также изучена зависимость УЭПР на ортогональной поляризации от скорости ветра, азимутального угла и угла падения. Полученная функциональная зависимость сравнивалась с имеющимися натурными данными.

Характеристики ветра и поверхностных волн

Эксперименты проведены в ветро-волновом канале Большого Термостратифицированного Бассейна Института прикладной физики (БТСБ ИПФ РАН) (Troitskaya et al., 2012). Длина ветрового канала составляла 10 м, размеры рабочей области – 0,40×0,40 м², скорость на оси канала варьировалась от 5 м/с до 25 м/с (что соответствует эквивалентной скорости ветра на высоте 10 м U_{10} от 7 м/с до 40 м/с). Параметры воздушного потока в турбулентном пограничном слое (скорость трения u_* и высота шероховатости z_0) были получены с помощью метода профилирования и последующей обработки данных с учетом свойства автомодельности турбулентного пограничного слоя в канале, описанного в (Troitskaya et al., 2012). Тогда эквивалентная скорость ветра на высоте 10 м может быть получена по определению как:

$$U_{10} = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}, \quad (1)$$

где $\kappa = 0,4$ – постоянная Кармана, z_0 – параметр шероховатости.

Параметры ветрового волнения в канале были измерены двумя сенсорами (трехканальным и шестиканальным), представляющими собой антенны струнных волнографов. В трехканальном сенсоре три струнных волнографа были расположены в углах равностороннего треугольника со сторонами 2,5 см, частота дискретизации данных при этом составляла 100 Гц. В шестиканальном сенсоре для получения спектров волн сантиметрового диапазона струнные волнографы были размещены в углах равностороннего шестиугольника со сторонами 0,7 см, частота дискретизации данных при этом была равна 100 Гц. Трехмерные пространственно-временные спектры поверхностных волн $S(\omega, k, \theta)$ были получены по этим данным при помощи алгоритма (Troitskaya et al., 2012), аналогичного известному методу WDM (Wavelet Directional method) (Troitskaya et al., 2014). Интегрирование $S(\omega, k, \theta)$ по волновым числам или частотам дает соответственно спектр по частотам и направлениям $S(\omega, \theta)$ или пространственно-угловой спектр $S(k, \theta)$. Интегрирование $S(\omega, k, \theta)$ по θ дает спектр по частотам и волновым числам по модулю волнового числа.

Следует отметить, что при малых разгонах, характерных для лабораторных условий, поверхностные волны являются сильно нелинейными. В связи с этим очевидно, что линейное дисперсионное соотношение не работает. Этот факт наглядно иллюстрирует *рис. 1а,в*, на котором изображены линии уровня для двумерного изотропного спектра насыщения поверхностных волн $k^4 S(\omega, k)$, полученного на основе анализа данных с трех

струнных волнографов. Видно, что каждое волновое число имеет соответствующую ему полосу частот, а не конкретное значение, полученное из дисперсионного соотношения. Кроме того, фазовые скорости коротких волн, которые слабо зависят от волнового числа, значительно превышают скорости линейных гармонических волн. Очевидно, что этот спектр может быть легко выражен через фазовую скорость $c=\omega/k$ и волновое число. Линии уровня спектра насыщения по фазовой скорости и волновому числу приведены на *рис. 1б,г*. Видно также, что спектр содержит гармоники, которые не удовлетворяют линейному дисперсионному соотношению. Кроме того, особенностью высокочастотной части спектра поверхностных волн является слабая зависимость спектра насыщения от волнового числа, которая может быть обнаружена из *рис. 1б,г*. Это указывает на то, что короткие волны – это преимущественно связанные волны со скоростями, близкими к фазовой скорости свободных волн. Интегрирование спектра поверхностных волн по волновым числам при фиксированной фазовой скорости дает изотропный спектр возвышений поверхностных волн по фазовым скоростям. Спектры возвышений поверхности по фазовым скоростям для разных скоростей ветра показаны на *рис. 2*.

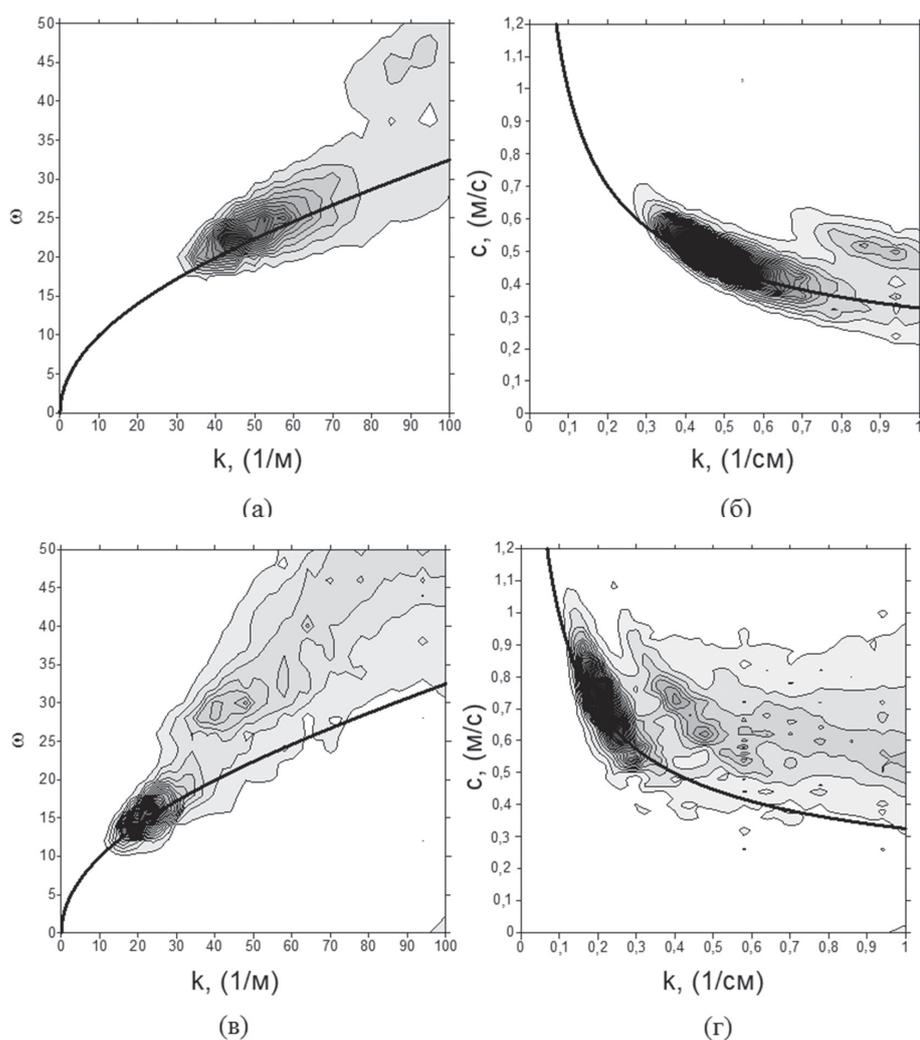


Рис. 1. Линии уровня двумерных спектров насыщения: по частотам и волновым числам (а), (в), по фазовым скоростям и волновым числам (б), (г) $U_{10} = 12,4$ м/с – (а), (б), $U_{10} = 25,0$ м/с – (в), (г)

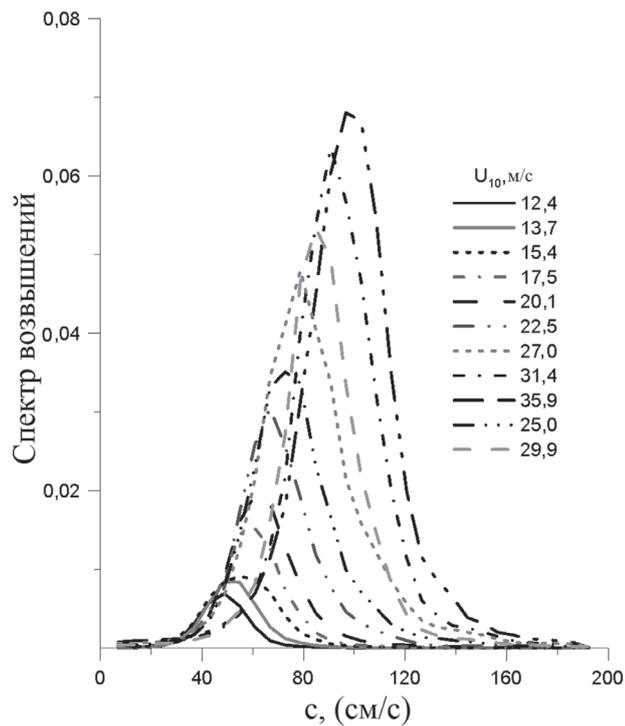


Рис. 2. Изотропные спектры возвышения поверхностных волн

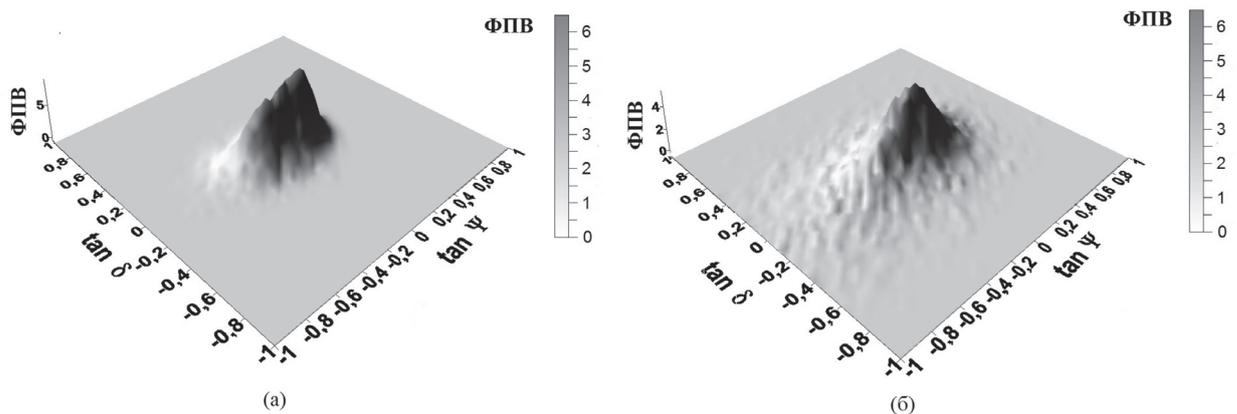


Рис. 3. Функция плотности вероятности уклонов (ФПВ) длинных волн. Скорость ветра 12,4 м/с – (а) и 28,7 м/с – (б)

Высокочастотная часть спектра насыщения по волновым числам при $1 \text{ см}^{-1} < k < 4 \text{ см}^{-1}$ получена по измерениям системы из шести струнных волнографов и может быть аппроксимирована степенной функцией с параметрами, зависящими от U_{10} (см. Donelan et al., (1996):

$$B(k, \theta) = 2/\pi a k^\beta \cos^2(\theta). \quad (2)$$

Одновременное измерение возвышения поверхности воды $\eta(x, y, t)$ в 3-х близких точках, (x_0, y_0) , (x_1, y_1) , (x_2, y_2) позволило получить двумерный уклон поверхности воды и двумерную функцию плотности вероятности (ФПВ) для «длинных волн». Форма ФПВ (рис. 3) существенно отлична от гауссовой, что указывает на сильную нелинейность поверхностных волн.

Измеренные спектры ветровых волн были использованы для оценки спектров коротких волн и плотности вероятности уклонов длинных волн, которые определяют УЭПР в двухмасштабной брэгговской модели для отраженного СВЧ сигнала радара в соответствии с (Valenzuela, 1978).

Таблица 1. Параметры спектра насыщения коротких волн по волновым числам или частотам.

U_{10} , м/с	12,4	13,7	15,4	16,9	19,7	21,0
α	0,014	0,013	0,013	0,014	0,016	0,017
β	-1,05	-0,856	-0,589	-0,241	-0,062	-0,141
U_{10} , м/с	24,58	26,2	28,7	30,2	33,3	35,4
α	0,021	0,023	0,027	0,030	0,032	0,034
β	-0,184	-0,098	-0,123	-0,119	-0,047	-0,039

СВЧ измерения

Микроволновые измерения проводились с помощью когерентного доплеровского скаттерометра X-диапазона с длиной волны 3,2 см с последовательным приемом линейных поляризаций. Антенна скаттерометра представляла собой пирамидальный рупор с квадратным сечением 224×224 мм² и длиной 680 мм, который был оснащен разделителем ортогональных поляризаций (ОМТ) с разделением поляризаций более чем 40 дБ; ширина диаграммы направленности составляла 9°. Абсолютное значение эффективной площади рассеяния (ЭПР) взволнованной поверхности воды определялось путем сравнения рассеянного сигнала с сигналом, отраженным от калибратора с известным значением ЭПР – металлического шарика диаметром 6 см.

Окно наблюдения имело размеры 40×40 см², угол падения составлял $\theta = 30^\circ, 40^\circ, 50^\circ, 60^\circ$ в направлении навстречу ветру и $\theta = 30^\circ, 40^\circ, 50^\circ$ в направлении по ветру, расстояние до цели выбиралось равным 3,16 м, крышка рабочей части была изготовлена из радиопрозрачного материала (тефлона) толщиной 8 мм.

Зависимости УЭПР от эффективной скорости ветра на высоте 10 м для 4 углов падения $\theta = 30^\circ, 40^\circ, 50^\circ, 60^\circ$ (в направлении навстречу ветру) и для 4-х поляризаций показаны на *рис. 4*. Видно, что принимаемый сигнал на ортогональной поляризации имеет более высокую чувствительность к скорости ветра для всех θ . Начиная примерно с 20 м/с наблюдается тенденция к насыщению для зависимости УЭПР от скорости ветра на ортогональной поляризации, в то время как УЭПР для отраженного сигнала на согласованной поляризации демонстрирует немонотонное поведение в зависимости от скорости ветра в хорошем согласии с СМОД5.

На *рис. 4* проведено сравнение измеренного $\sigma_{\text{орQ}}$ (здесь индексы Р и Q обозначают различные поляризации, принимающие значения Н или V соответственно) с предсказаниями

двухмасштабной брэгговской модели рассеяния, в которой рассеивающая поверхность представляется в виде независимых шероховатых фасеток, наклоненных под углом ψ в плоскости падения и углом δ в плоскости, перпендикулярной плоскости падения. Рассеяние радиоволн на шероховатости происходит согласно брэгговскому резонансному механизму, соответствующие сечения рассеяния, приведенные к единице площади, или УЭПР и описываются выражениями (Valenzuela, 1978):

$$\sigma_0(\theta_i)_{HH} = 4\pi k^4 \cos^4 \theta_i \left| \left(\frac{\alpha \cos \delta}{\alpha_i} \right)^2 g_{HH}(\theta_i) + \left(\frac{\sin \delta}{\alpha_i} \right)^2 g_{VV}(\theta_i) \right|^2 \times S(2k\alpha, 2k\gamma \sin \delta), \quad (3)$$

$$\sigma_0(\theta_i)_{VV} = 4\pi k^4 \cos^4 \theta_i \left| \left(\frac{\alpha \cos \delta}{\alpha_i} \right)^2 g_{VV}(\theta_i) + \left(\frac{\sin \delta}{\alpha_i} \right)^2 g_{HH}(\theta_i) \right|^2 \times S(2k\alpha, 2k\gamma \sin \delta), \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \sigma_0(\theta_i)_{HV} = \sigma_0(\theta_i)_{VH} = 4\pi k^2 \cos^4 \theta_i \left(\frac{\alpha \sin \delta \cos \delta}{\alpha_i^2} \right)^2 & |g_{VV}(\theta_i) \\ - g_{HH}(\theta_i)|^2 & \times S(2k\alpha, 2k\gamma \sin \delta) \end{aligned} \quad (5)$$

Здесь $\theta_i = \cos^{-1}(\cos(\theta + \psi) \cos \delta)$, $\alpha_i = \sin \theta_i$, $\alpha = \sin(\theta + \psi)$, $\gamma = \cos(\theta + \psi)$; g_{VV}, g_{HH} – значения коэффициентов рассеяния в первом порядке:

$$g_{HH}(\theta) = \frac{(\varepsilon_r - 1)}{\left[\cos \theta + (\varepsilon_r - \sin^2 \theta)^{1/2} \right]^2}, \quad (6)$$

$$g_{VV}(\theta) = \frac{(\varepsilon_r - 1) \left[\varepsilon_r (1 + \sin^2 \theta) - \sin^2 \theta \right]}{\left[\varepsilon_r \cos \theta + (\varepsilon_r - \sin^2 \theta)^{1/2} \right]^2}, \quad (7)$$

где ε_r – комплексная диэлектрическая проницаемость океанской воды.

С учетом функции распределения уклонов фасеток $p(\tan \psi, \tan \delta)$ УЭПР поверхности воды имеет вид (Valenzuela, 1978):

$$\sigma_0^{sea}(\theta)_{ij} = \int_{-\infty}^{+\infty} d(\tan \psi) \int_{-\infty}^{+\infty} d(\tan \delta) \sigma_0(\theta_i)_{ij} p(\tan \psi, \tan \delta). \quad (8)$$

В рамках двухмасштабной модели важную роль играет длина волны отсечки, которая позволяет отделить в непрерывном спектре поверхностных волн мелкомасштабную шероховатость от фасеток, вклад которых в УЭПР описывается по-разному. В настоящих расчетах длина волны отсечки полагалась равной трем длинам волны Брегга λ_b , которая, в свою очередь, изменялась от 1,85 см до 3,2 см при изменении угла падения от 60° до 30° .

Спектральная плотность брэгговских волн и функция плотности вероятности для «крупных волн» были получены на основе прямых измерений волнового поля.

Из рис. 4а видно, что двухмасштабная брэгговская модель воспроизводит результаты с точностью около 2–4 дБ для УЭПР на согласованной вертикальной поляризации для ско-

рости ветра менее 20–25 м/с. Для УЭПР на согласованной горизонтальной поляризации разница оказывается выше 5 дБ. Для скоростей ветра, превышающих 20–25 м/с, на основе двухмасштабной брэгговской модели не удастся предсказать наблюдаемое снижение зависимости УЭПР на согласованной поляризации от скорости ветра. Это может быть связано с эффектом влияния пены, возникающей в процессе обрушения гребней поверхностных волн. Данное явление обсуждалось, в частности, в работах (Fois et al., 2015; Reul, Chapron, 2003). Для УЭПР на ортогональной поляризации расхождение между результатами расчетов, полученных в рамках двухмасштабной брэгговской модели, и экспериментом превышает 10 дБ.

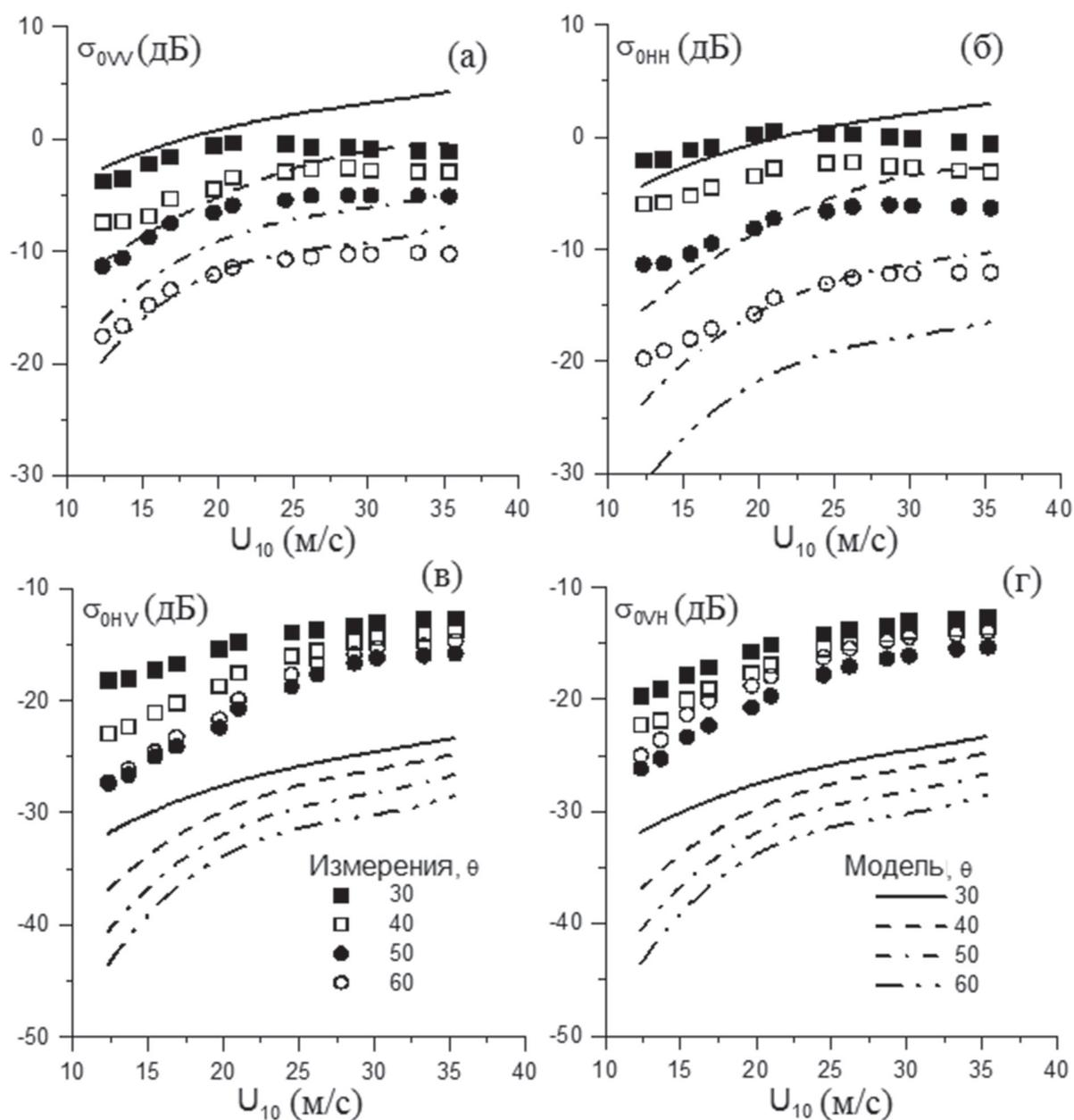
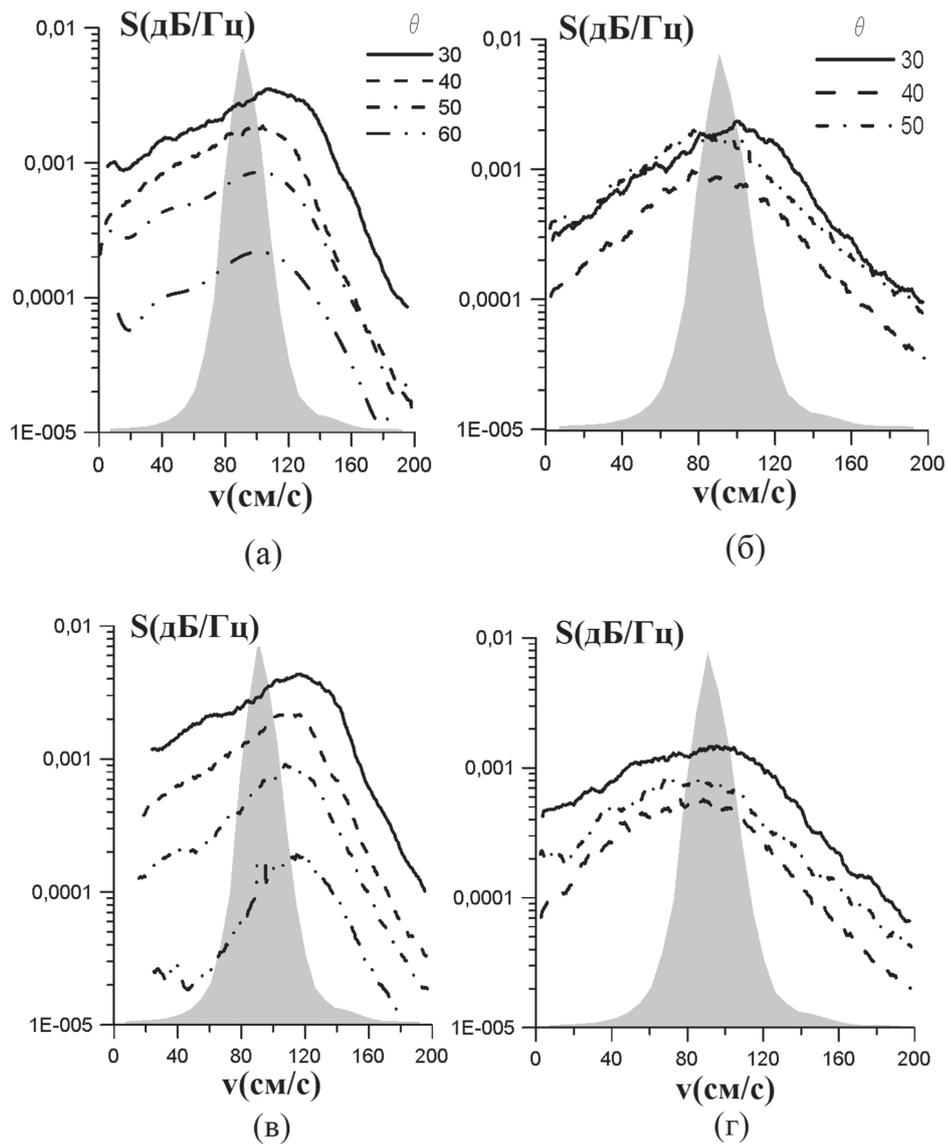


Рис. 4. Зависимости УЭПР на согласованной и ортогональной поляризации от скорости ветра для различных углов падения. Символами отмечены экспериментальные данные; кривые соответствуют расчетам в рамках двухмасштабной брэгговской модели (Valenzuela, 1978)

На основе анализа доплеровских спектров радиолокационных сигналов можно получить информацию о физической природе рассеивающих объектов. На *рис. 5* приведены примеры доплеровских спектров рассеянных сигналов на согласованной и ортогональной поляризации для значения скорости ветра $U_{10} = 30,2$ м/с, выраженные в терминах эквивалентной скорости Брэгговских рассеивателей (т.е. рассеивателей, масштаб которых удовлетворяет резонансному условию Брэгга $v = \lambda_0 / (2 \sin \theta)$, а скорость горизонтального движения обеспечивает доплеровский сдвиг частоты f : $v = \lambda_0 f / (2 \sin \theta)$, где $\lambda_0 = 3,2$ см длина волны СВЧ излучения, θ – угол падения). Из анализа вида спектров (см. *рис. 5а,в,д*) следует, что отраженный сигнал формируется за счет резонансных рассеивателей, движущихся со скоростью, превышающей примерно на 20% фазовую скорость энергонесущих поверхностных волн независимо от их масштаба $\lambda_0 / (2 \sin \theta)$. Подобные же доплеровские спектры, полученные в направлении против ветра (*рис. 5б,г,е*), имеют пик на скоростях, близких к пикам в соответствующих спектрах по фазовым скоростям.



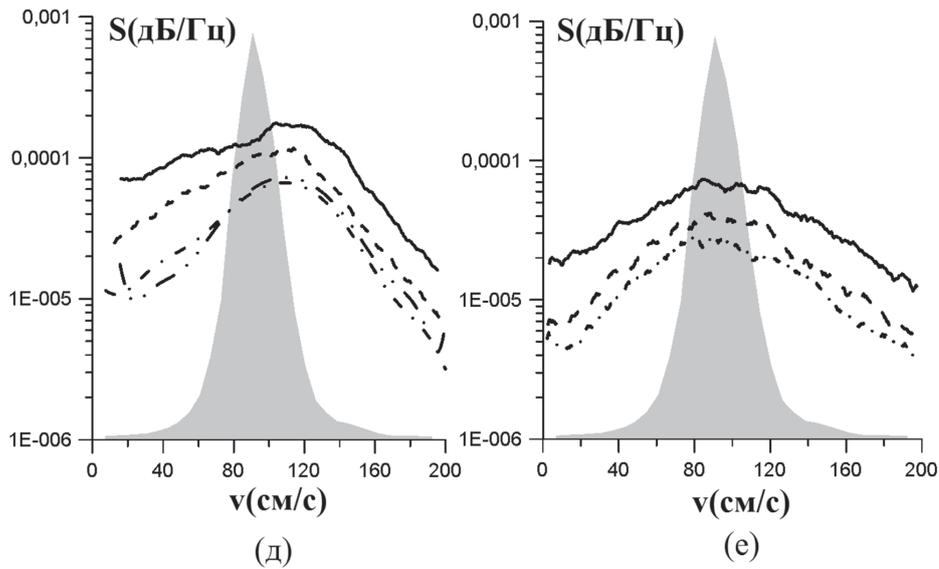


Рис. 5. Доплеровские спектры сигнала обратного рассеяния СВЧ скаттерометра X-диапазона на согласованной поляризации (а-VV, б-НН) и ортогональной поляризации (в-НВ) при разных углах падения, в направлении вдоль ветра (а), (в), (д) и против ветра (б), (г), (е) в зависимости от скорости брэгговских рассеивателей. Изотропный спектр возвышений поверхностных волн по фазовым скоростям изображен серым цветом

На рис. 6 показана зависимость максимума доплеровского спектра радиолокационного сигнала на согласованной вертикальной поляризации при рассеянии навстречу ветру и по ветру от фазовой скорости, соответствующей максимуму в изотропном спектре по фазовым скоростям ветровых волн. Видно, что при рассеянии вдоль ветра значения максимума доплеровских спектров превышают значения максимума в спектрах по фазовым скоростям ветровых волн, в то время как в направлении против ветра эти значения оказываются близки.

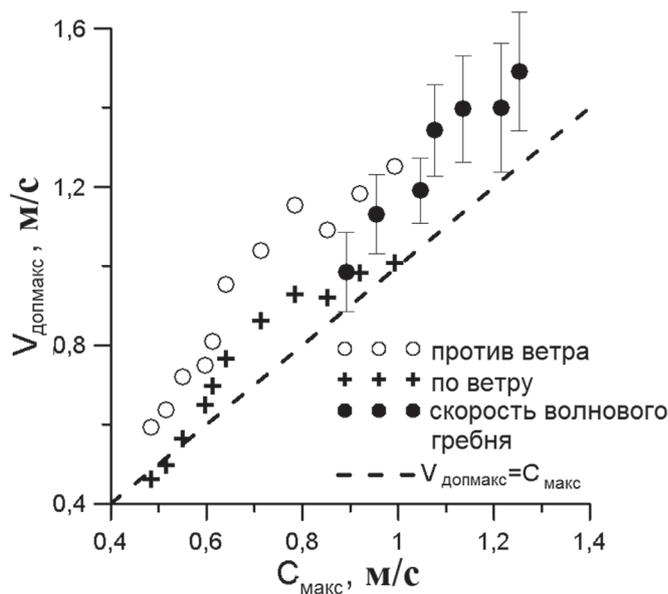
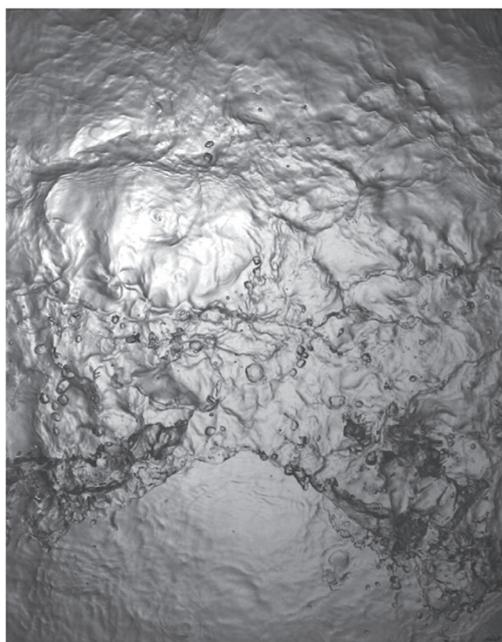


Рис. 6. Зависимость максимумов доплеровских спектров сигнала обратного рассеяния скаттерометра на согласованной поляризации для направления вдоль ветра и против ветра от фазовой скорости волн, соответствующей максимуму в изотропном спектре по фазовым скоростям ветровых волн, угол падения 30°

Данные результаты показывают, что отраженный сигнал формируется за счет резонансного рассеяния на «рассеивателях», движущихся по горизонтали с определенной скоростью, определяемой энергонесущими ветровыми волнами. Для направления визирования навстречу ветру эти «рассеиватели» движутся быстрее, чем волны, в то же время для направления по ветру они движутся с той же скоростью, что и волны. Отсюда следует очевидный вывод о том, что в качестве «рассеивателей» в данном случае могут выступать обрушающиеся гребни ветровых волн, по определению движущиеся быстрее, чем волны. Они вносят вклад в основном в рассеяние при визировании против ветра, а их вклад в рассеяние при визировании по ветру незначителен за счет экранирования области обрушения гребнем волны. Для того чтобы подтвердить это предположение, мы измерили скорость гребня волны, используя высокоскоростное видео поверхности воды в присутствии ветра. Из *рис. 6* видно, что скорость волнового гребня находится в хорошем согласии с доплеровским сдвигом при визировании навстречу ветру, что подтверждает предположение, сделанное выше. Следует отметить, что обрушение гребней поверхностных волн может приводить к формированию сигнала обратного рассеяния на ортогональной поляризации, поскольку обрушающиеся гребни имеют ярко выраженную двумерную форму (см. *рис. 7*).



*Рис. 7. Фотография поверхности воды, вид сверху, $U_{10} = 32,3$ м/с.
Горизонтальный масштаб изображения 328 мм*

Геофизическая модельная функция, полученная по данным лабораторного эксперимента в X-диапазоне на ортогональной поляризации

На основе полученных зависимостей УЭПР на ортогональной поляризации от скорости ветра и угла падения θ в X-диапазоне был получен вид геофизической модельной функции (ГМФ). Аппроксимация данных, полученных в ходе экспериментов, описанных

в настоящей работе, позволила получить ГМФ для рассеяния на ортогональной поляризации в X-диапазоне в направлении навстречу ветру.

Полученная экспериментальная зависимость может быть аппроксимирована следующей кусочно-линейной зависимостью от U_{10} :

$$\sigma_{0VH}^X = \begin{cases} A_0(\theta) + A_1(\theta)U_{10} & \text{для } U_{10} < 22,7 \text{ м/с,} \\ B_0(\theta) + B_1(\theta)U & \text{для } 22,7 \text{ м/с} < U < 40,0 \text{ м/с.} \end{cases} \quad (9)$$

Зависимости от θ были аппроксимированы полиномами для $A_i(\theta) = c_0^i + c_1^i\theta + c_2^i\theta^2$ и $B_i(\theta) = d_0^i + d_1^i\theta + d_2^i\theta^2$. Полиномиальные коэффициенты представлены в табл. 2.

Таблица 2.

	c_0	c_1	c_2		d_0	d_1	d_2
A_0	1,45	-1,23	0,0102	B_0	5,66	-1,07	0,0104
A_1	0,26	0,0095	-0,000008	B_1	-0,185	0,0148	-0,000139

Было проведено сравнение ГМФ для рассеяния на ортогональной поляризации в X-диапазоне, полученной в лабораторных условиях с аналогичной ГМФ для С-диапазона, полученной в натуральных условиях. Мы приняли во внимание, что рассеянный сигнал на ортогональной поляризации при сильном ветре формируется за счет рассеяния на обрушениях волн. При этом интенсивность рассеянного сигнала от единичного обрушения («рассеивателя») должна определяться только формой обрушающейся волны и ее пенного гребня и иметь универсальную зависимость от длины волны СВЧ радиоволн, не зависящую от скорости ветра. Тогда УЭПР морской поверхности от скорости ветра будет определяться только числом обрушений, которое является функцией скорости ветра (см., например, Monahan, Muirheartaigh (1980)). При этом можно ожидать, что формы зависимости УЭПР морской поверхности в различных диапазонах СВЧ радиоволн будут подобны.

Для проверки этого предположения с использованием формулы (5) аналогично (van Zadelhoff et al., 2013) были рассчитаны значения УЭПР в X-диапазоне, σ_{HV}^X , для $\theta = 25^\circ, 30^\circ, 35^\circ, 40^\circ, 45^\circ, 50^\circ$ при скорости приводного ветра U_{10} , принимающей значения от 10 м/с до 40 м/с. Результаты расчетов сопоставлялись с приведенной в работе (Zhang et al., 2014) ГМФ для С-диапазона на ортогональной поляризации $\sigma_{HV}^C(U_{10})$, полученной на основе сравнения данных спутникового РСА на ИСЗ RADARSAT-2 с данными натуральных наземных и самолетных измерений (рис. 8). Это сравнение показало, что зависимость УЭПР на ортогональной поляризации от U_{10} для С-диапазона подобна УЭПР для X-диапазона при этом

$$\sigma_{VH}^C = \sigma_{VH}^X - \delta. \quad (10)$$

Эта зависимость может быть использована для восстановления скорости ветра по РСА-изображению на ортогональной поляризации в С-диапазоне, который широко применяется при спутниковом радиолокационном зондировании Земли.

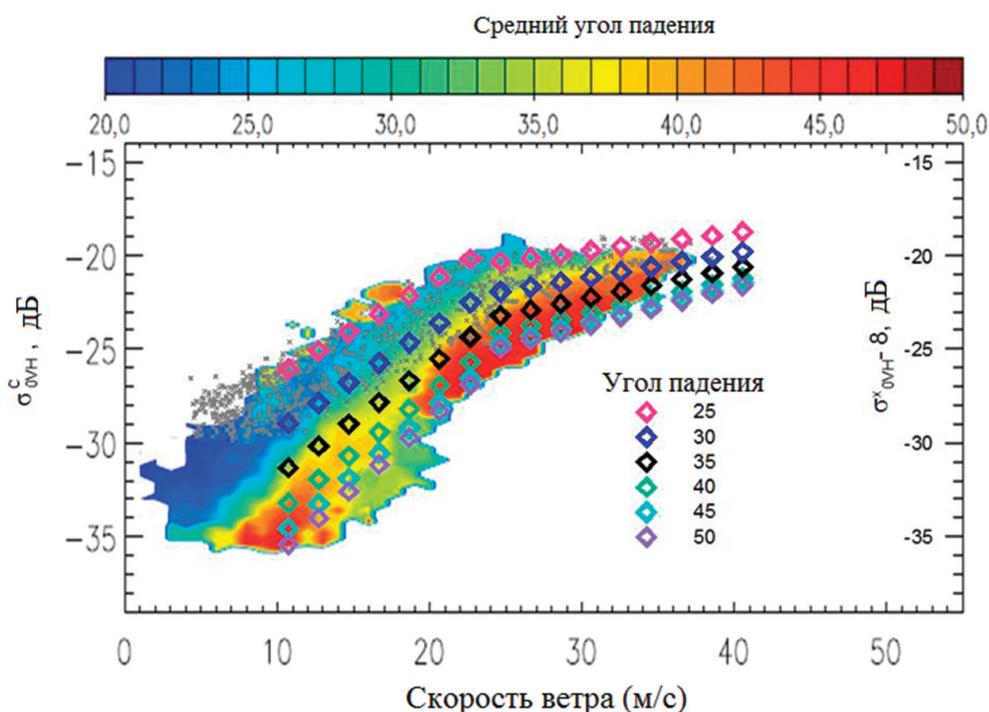


Рис. 8. УЭПР на ортогональной поляризации σ_{vH} по данным двухполяризованного РСА RADARSAT-2 от U10. Серые точки взяты из (Zhang et al., 2014), где U10 получены по измерениям с буев, с помощью SFMR на борту самолета, данным системы наблюдений за ТЦ H*Wind. Цветное изображение взято из (van Zadelhoff et al., 2013), где для скорости ветра использовались данные Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF). Цветные точки представляют собой расчеты на основе χ ГМФ, сдвинутые на 8 дБ

Заключение

Были выполнены лабораторные эксперименты, направленные на получение экспериментальных зависимостей УЭПР поверхности воды от скорости ветра и угла падения в условиях, моделирующих шторм и ураган над поверхностью океана, на основе измерений проведенных когерентным доплеровским скаттерометром X-диапазона с длиной волны 3,2 см, работающим на согласованной и ортогональной поляризации. Одновременно проводились измерения параметров скорости воздушного потока (скорости трения ветра, высоты шероховатости) и поверхностных ветровых волн (спектров и функции плотности вероятности уклонов). Было показано, что сечение рассеяния зависит от угла падения как на согласованной, так и на ортогональной поляризации, однако зависимость сечения рассеяния в случае ортогональной поляризации оказывается менее чувствительной к изменению скорости ветра. Анализ доплеровских спектров сигнала обратного рассеяния для четырех поляризаций позволил сделать вывод о том, что сигнал радара формируется за счет резонансных «рассеивателей», движущихся со скоростью, превышающей на 20% фазовую скорость энергонесущих поверхностных волн, которые интерпретировались как обрушающиеся гребни ветровых волн, по определению обгоняющие волны.

На основе измерений для скоростей ветра от 10 м/с до 40 м/с и углов падения от 30° до 60° были получены геофизические модельные функции для X-диапазона (ГМФ).

Исследования проведены при финансовой поддержке ФЦП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2014-2020 годы» (Соглашение о предоставлении субсидии № 14.616.21.0059, уникальный идентификатор проекта RFMEFI61615X0059).

Литература

1. Donelan M.A., Drennan W.M., Magnusson A.K. Non-stationary analysis of the directional properties of propagating waves // J. Phys. Oceanogr. 1996. Vol. 26. 1901–1914.
2. Donnelly W.J., Carswell J.R., McIntosh R.E., Chang P.S., Wilkerson J., Marks F., Black P.G. Revised ocean backscatter models at C and Ku band under high-wind conditions // J. Geophys. Res. 1999. V. 104 (C5). P. 11485–11497.
3. Fois F., Hoogeboom P., Le Chevalier F., Stoffelen A. Future ocean scatterometry: On the use of cross-polar scattering to observe very high winds // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2015. V. 53. No. P. 5009–5020.
4. Hersbach H. Comparison of C-band scatterometer CMOD5.N equivalent neural winds with ECMWF // J. Atmos. Oceanic Technol. 2010. V. 27. P. 721–736.
5. HERSBACH H., STOFFELN A., DE HAAN S. An improved C-band scatterometer ocean geophysical model function: CMOD5 // J. Geophys. Res. 2007. V. 112 (C3). C03006.
6. 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. Geophys. Res. 2010. V. 115 (C8). C08019. DOI:10.1029/2009JC005995.
7. Monahan E.C., Muircheartaigh I. Optimal Power-Law Description of Oceanic Whitecap Coverage Dependence on Wind Speed // J. Phys. Oceanogr. 1980. V. 10. P. 2094–2099.
8. Reul N., Chapron B. A model of sea-foam thickness distribution for passive microwave remote sensing applications // Journal of geophysical research. 2003. V. 108 (C10). 3321. DOI:10.1029/2003JCOO1887.
9. Troitskaya Yu.I., Abramov V., Ermoshkin A., Zuikova E. Laboratory modelling of cross-polarized radar return at severe wind conditions // Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), IEEE International. 2014. P. 3894–3897.
10. Troitskaya Yu.I., Sergeev D.A., Kandaurov A.A., Baidakov G.A., Vdovin M.A., Kazakov V.I., Laboratory and theoretical modeling of air-sea momentum transfer under severe wind conditions // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. C00J21.
11. Vachon P.W., Wolfe J. C-band cross-polarization wind speed retrieval // IEEE Geosci. Remote Sens. Lett. 2011. V. 8. P. 456–459.
12. Valenzuela G.R. Theories for the interaction of electromagnetic and oceanic waves – A review // Boundary-Layer Meteorology. 1978. V. 13. P. 61–85.
13. van Zadelhoff G.-J., Stoffelen A., Vachon P.W., Wolfe J., Horstmann J., Belmonte-Rivas M. Scatterometer hurricane wind speed retrievals using cross polarization // Atmos. Meas. Tech. Discuss. 2013. V. 6. P. 7945–7984.
14. Zhang B., Perrie W. Cross-Polarized Synthetic Aperture Radar: A New Potential Measurement Technique for Hurricanes // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2012. V. 93. P. 531–541.
15. Zhang B., Perrie W., He Y. Wind speed retrieval from RADARSAT-2 quad-polarization images using a new polarization ratio model // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. C08008. DOI:10.1029/2010JC006522.
16. Zhang B., Perrie W., Zhang J.A., Uhlhorn E.W., He Y. High-Resolution Hurricane Vector Winds from C-Band Dual-Polarization SAR Observations // J. Atmos. Oceanic Technol. 2014. V. 31. P. 272–286.

Laboratory simulation of back-scattering of microwaves at the sea surface at strong and hurricane winds

Yu.I. Troitskaya^{1,3}, V.I. Abramov², A.V. Ermoshkin¹, E.M. Zuikova¹, V.I. Kazakov¹,
D.A. Sergeev^{1,3}, A.A. Kandaurov^{1,3}, O.S. Ermakova^{1,3}

¹*Institute of Applied Physics, Nizhny Novgorod 603950, Russia*
E-mail: yuliya@hydro.appl.sci-nnov.ru

²*Radiophysical Research Institute, Nizhni Novgorod 603950, Russia*
vicabr@mail.ru

³*N.I. Lobachevsky State University of Nizhni Novgorod, Nizhni Novgorod 603950, Russia*
daniil@hydro.appl.sci-nnov.ru

Laboratory experiments directed to investigation of dependencies of the X-band normalized co-polarized and de-polarized radar cross-section on wind speed (U_{10}) and incident angle (θ) are presented. Microwave measurements were accompanied by the measurements of air-flow (friction velocity) and wave field parameters (spectra and slope

probability density function). Parameters of air-flow velocity and surface wind waves were measured simultaneously. It was shown that both co-polarized and de-polarized radar return depend on incidence angle; although the de-polarized return is less sensitive. Analysis of the Doppler spectra of the radar backscatter enabled us to conclude that the radar return is formed by resonant scatters moving with the velocity exceeding in 20% the phase velocity of the energy containing surface waves. Basing on the measurements, the X-band and C-band geophysical model functions (GMF) were derived for $U_{10} = 10 - 40$ m/s and $\theta = 30^\circ - 60^\circ$.

Keywords: scattering of radiowaves on the sea surface, co-polarized and depolarized radar return, Doppler spectrum, storm, hurricane, microwave remote sensing, polarization, boundary layers of the atmosphere and ocean, surface waves breaking

Accepted: 08.07.2016

DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-4-45-59

References

1. Donelan, M.A., Drennan W.M., Magnusson A.K., Non-stationary analysis of the directional properties of propagating waves, *J. Phys. Oceanogr.*, 1996, Vol. 26, pp. 1901–1914.
2. Donnelly W.J., Carswell J.R., McIntosh R.E., Chang P.S., Wilkerson J., Marks F., Black P.G., Revised ocean backscatter models at C and Ku band under high-wind conditions, *J. Geophys. Res.*, 1999, Vol. 104 (C5), pp. 11485–11497.
3. Hersbach H., Comparison of C-band scatterometer CMOD5.N equivalent neural winds with ECMWF, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 2010, Vol. 27, pp. 721–736.
4. Hersbach H., Stoffelen A., de Haan S., An improved C-band scatterometer ocean geophysical model function: CMOD5, *J. Geophys. Res.*, 2007, Vol. 112 (C3), C03006.
5. 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. Geophys. Res.*, 2010. DOI:10.1029/2009JC005995.
6. Fois F., Hoogetboom P., Le Chevalier F., Stoffelen A. Future ocean scatterometry: On the use of cross-polar scattering to observe very high winds, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2015, Vol. 53, No. 9, pp. 5009–5020.
7. Monahan E.C., Muirchearthaigh I., Optimal Power-Law Description of Oceanic Whitecap Coverage Dependence on Wind Speed, *J. Phys. Oceanogr.*, 1980, Vol. 10, pp. 2094–2099.
8. Reul N., Chapron B., A model of sea-foam thickness distribution for passive microwave remote sensing applications, *Journal of geophysical research*, 2003, Vol. 108 (C10). 3321.
9. Troitskaya Yu.I., Abramov V., Ermoshkin A., Zuikova E., Laboratory modelling of cross-polarized radar return at severe wind conditions, *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), IEEE International*, 2014, pp. 3894–3897.
10. Troitskaya Yu.I., Sergeev D.A., Kandaurov A.A., Baidakov G.A., Vdovin M.A., Kazakov V.I., Laboratory and theoretical modeling of air-sea momentum transfer under severe wind conditions, *J. Geophys. Res.*, 2012, Vol. 117, C00J21.
11. Vachon P.W., Wolfe J., C-band cross-polarization wind speed retrieval, *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, 2011, Vol. 8, pp. 456–459.
12. Valenzuela G.R., Theories for the interaction of electromagnetic and oceanic waves – A review, *Boundary-Layer Meteorology*, 1978, Vol. 13, pp. 61–85.
13. van Zadelhoff G.-J., Stoffelen A., Vachon P.W., Wolfe J., Horstmann J., Belmonte-Rivas M., Scatterometer hurricane wind speed retrievals using cross polarization, *Atmos. Meas. Tech. Discuss.*, 2013, Vol. 6, pp. 7945–7984.
14. Zhang B., Perrie W., Cross-Polarized Synthetic Aperture Radar: A New Potential Measurement Technique for Hurricanes, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2012, Vol. 93, pp. 531–541.
15. Zhang B., Perrie W., He Y., Wind speed retrieval from RADARSAT-2 quad-polarization images using a new polarization ratio model, *J. Geophys. Res.*, 2011, Vol. 116, C08008. DOI:10.1029/2010JC006522.
16. Zhang B., Perrie W., Zhang J.A., Uhlhorn E.W., He Y., High-Resolution Hurricane Vector Winds from C-Band Dual-Polarization SAR Observations, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 2014, Vol. 31, pp. 272–286.