

УДК 537.877+532.5.013

ВЛИЯНИЕ УКЛОНОВ ДЛИННЫХ ВОЛН НА ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ РАДИОВОЛН С МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ

А. С. Запевалов

Морской гидрофизический институт РАН

Статья поступила в редакцию 13 июня 2017 г., после доработки – 25 июня 2017 г.

Аннотация. Уклоны, создаваемые волнами на морской поверхности, являются одной из основных ее характеристик, определяющих закономерности рассеяния и излучения радиоволн этой поверхностью. Проведен анализ разброса полученных в разных экспериментах значений дисперсий уклонов морской поверхности при фиксированной скорости ветра. Рассмотрены особенности аппаратуры для измерения уклонов, а также условия, в которых проводятся эксперименты. Показано, что расхождения полученных в разных экспериментах зависимостей дисперсий уклонов от скорости ветра вызваны особенностями измерительной аппаратуры, связанными с пространственным разрешением. Это согласуется с результатами численного моделирования характеристик морской поверхности, проведенного на основе спектра JONSWAP, который показал, что если уклоны создают волны, длиной более 1.5 м длину разгона необходимо учитывать, только если она менее 2 км.

Ключевые слова: морские волны, радиоволны, уклоны морской поверхности, длина разгона.

Abstract. Slopes of the sea surface are one of the main characteristics that determine the scattering and reflection of radio waves from it. The dispersion obtained in different experiments the values of the variance of sea surface slopes at a fixed wind speed is analyzed. Two factors are considered. The first factor is the characteristics of the equipment for measuring the slopes. The second factor is the conditions in which experiments are being conducted. It is shown that the discrepancies in the dependences of the dispersion of slopes on wind speed obtained in different experiments are caused by the peculiarities of the measuring apparatus, which are

related to its spatial resolution. The slopes variance is reduced quickly if the spatial resolution deteriorates. Dispersions of slopes determined with the help of optical scanners (measuring the slopes formed by surface waves of all scales) and slope dispersion determined with the help of wave buoys (measuring the slopes formed by waves with a length of more than 6 m) differ approximately by a factor of 10. An analysis of the influence of the conditions for the development of the wave field (such as the fetch, age of the waves) on the dispersion of slopes was carried out on the basis of the JONSWAP spectrum. It was shown that if the slopes, formed by waves longer than 1.5 m, the fetch must be considered only if it is less than 2 km away.

Введение

Уклоны морской поверхности являются одной из основных ее характеристик, определяющих рассеяние радиоволн. Существует широкий круг задач, при решении которых необходимо знать дисперсию уклонов, создаваемых волнами определенных масштабов. К таким задачам относится расчет поля радиоволн, сформированного в результате квазизеркального отражения [1, 2] или резонансного рассеяния [3], а также расчет вклада, создаваемого “подсветкой” от Солнца, в восходящее микроволновое излучение системы океан-атмосфера [4].

Проблема состоит в том, что измерение *in situ* уклонов морской поверхности является сложной технической задачей [5]. При дистанционном зондировании точность определения уклонов зависит от того, насколько полно и корректно учтены все факторы, формирующие регистрируемый сигнал [6-8]. Зависимости дисперсий уклонов от скорости ветра, полученные разными авторами, существенно различаются между собой [9]. Особенно велики различия оценок уклонов, полученных дистанционными и контактными приборами. Но даже оценки, полученные пассивными и активными оптическими средствами измерений, заметно отличаются [10]. Таким образом,

при расчете поля рассеянных морской поверхностью радиоволн существует неопределенность в выборе ее параметров.

В настоящей работе анализируются два фактора, которые могут являться причиной того, что зависимости дисперсий уклонов от скорости ветра, полученные в разных экспериментах, существенно различаются. Этими факторами являются особенности аппаратуры для измерения уклонов и условия, в которых проводились эксперименты.

Зависимость дисперсии уклонов от скорости ветра

Введем обозначение ξ_u и ξ_c – уклоны морской поверхности, ориентированные вдоль и поперек направления ветра; σ_u^2 и σ_c^2 – дисперсии продольной и поперечной компонент уклонов; $\sigma_\xi^2 = \sigma_u^2 + \sigma_c^2$.

В настоящее время основной моделью, используемой в приложениях, связанных с рассеянием электромагнитных волн, является модель Кокса-Манка [11]. Зависимости статистических моментов уклонов морской поверхности были построены на основе анализа рассеяния солнечного света морской поверхностью, для чего использовались ее аэрофотографии. Спустя почти полвека был проведен аналогичный эксперимент, в котором уклоны и скорость ветра определялись по данным приборов, установленных на космическом аппарате ADEOS (The Advanced Earth Observing Satellite) [12]. Для расчета статистических моментов уклонов были использованы снимки морской поверхности, сделанные оптическим сканером POLDER (POLarization and Directionality of the Earth Reflectances). Скорость ветра определялась скаттерометром NSCAT (NASA Scatterometer).

Следует отметить, что при расчете статистических моментов уклонов по данным оптического сканера POLDER использовались 24000 снимков морской поверхности, что на порядки превышает число снимков, на основе которых построена модель Кокса-Манка. При этом специального отбора по “чистоте” условий формирования поля поверхностных волн (стадия развития,

присутствие зыби и т.д.) не проводилось. Тем не менее, расхождения полученных в двух экспериментах [11, 12] зависимостей дисперсии уклонов σ_{ξ}^2 от скорости ветра W , как видно из рис. 1, малы.

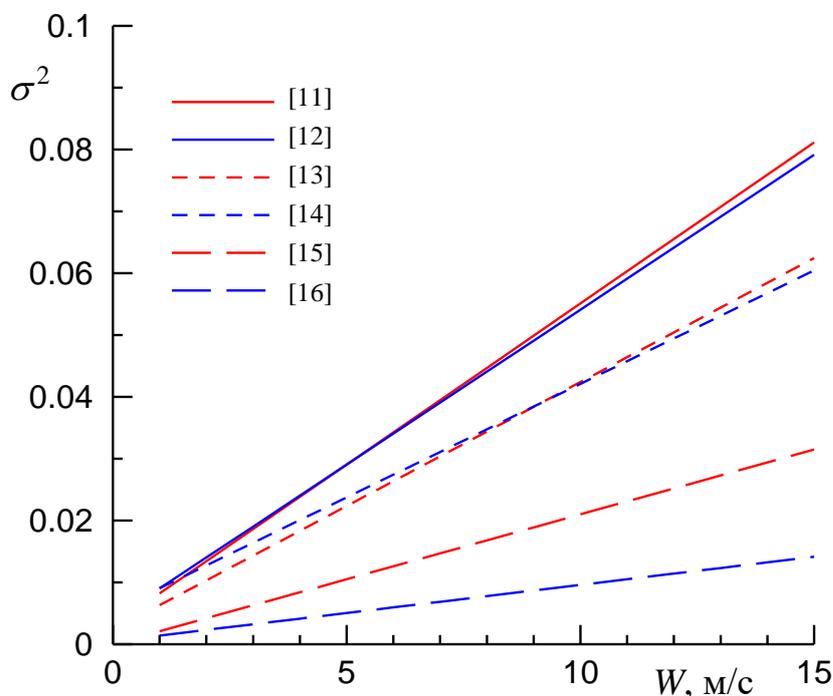


Рис. 1. Зависимости полной дисперсии уклонов морской поверхности σ^2 от скорости ветра W .

Зависимости $\sigma_{\xi}^2 = \sigma_{\xi}^2(W)$, построенные на основе измерений уклонов морской поверхности с помощью лазерных уклономеров [13, 14], лежат ниже подобных зависимостей, построенных на основе регистрации отраженного солнечного света. Принцип действия лазерного уклономера построен на регистрации угла преломлении луча при прохождении из-под воды границы океан-атмосфера.

Зависимости $\sigma_{\xi}^2 = \sigma_{\xi}^2(W)$, полученные с помощью лазерных уклономеров, близки между собой, хотя условия, в которых проводились эксперименты, и методики измерений сильно различались. В эксперименте [13] измерения велись с борта медленно движущегося судна в специфических гидрологических условиях. Работы велись у западного побережья Канады в эстуарии реки, впадающей в пролив Джорджия, в котором существовала ярко

выраженная двухслойная структура, благоприятная для генерации внутренних волн. В эксперименте [14] измерения проводились на Черном море с океанографической платформы, установленной на глубине около 30 м. Измерения проводились в осенний и летний периоды, когда верхний слой моря был хорошо перемешан.

Зависимости $\sigma_{\xi}^2 = \sigma_{\xi}^2(W)$, полученные контактными датчиками, сильно отличаются от подобных зависимостей, полученных с помощью оптической аппаратуры. В эксперименте [15] уклоны определялись как отношение разности уровней поверхности в двух, разнесенных по пространству точках, к расстоянию между ними. Расстояние между струнными датчиками равнялось 20 см. Измерения проводились с нефтяных вышек на Каспийском море. Еще более низкие значения дисперсии σ_{ξ}^2 дают измерения с помощью плавающих на поверхности буйев специальных конструкций типа “pitch-and-roll” или “cloverleaf” [16]. Уклоны морской поверхности определяются по наклонам корпуса буя. Частотный диапазон измеряемых уклонов ограничен сверху на частоте около 0.5 Гц.

Сравнивая зависимости $\sigma_{\xi}^2 = \sigma_{\xi}^2(W)$, полученные в разных экспериментах, можно констатировать следующее. В тех случаях, когда измерения проводятся однотипной аппаратурой или аппаратурой, построенной на использовании одного и того же физического механизма формирования сигнала, указанные зависимости близки. Наблюдается четкая зависимость, если измерительная аппаратура имеет низкое пространственное разрешение, то значение дисперсии уклонов при фиксированной скорости ветра оказывается ниже, чем полученное с помощью аппаратуры с более высоким пространственным разрешением.

Таким образом, фактором, который определяет разброс зависимостей дисперсий уклонов морской поверхности при фиксированной скорости ветра, являются особенности измерительной аппаратуры. Вклад в рассеяние солнечного света дают волны всех масштабов. Соответственно в случае, когда

уклоны морской поверхности рассчитываются по аэрофотографиям или данным оптических сканеров, можно принять

$$\sigma_{\xi}^2 = \int_0^{\infty} \Psi_u(\omega) d\omega + \int_0^{\infty} \Psi_c(\omega) d\omega, \quad (1)$$

где $\Psi_u(\omega)$ и $\Psi_c(\omega)$ – частотные спектры продольной и поперечной компонент уклонов; ω – частота. Если измерения проводятся с помощью лазерных уклономеров, то верхний предел в интегралах (1) (обозначим его как b) определяется диаметром лазерного луча и частотой дискретизации. В эксперименте [14] угол преломления лазерного луча определялся локальным наклоном морской поверхности в точке (на площадке ~ 2 мм²), где ее пересекает луч. Дискретность измерений составляла 0.02 с. Таким образом, $b=25$ Гц, что согласно дисперсионному уравнению для гравитационно-капиллярных волн соответствует длине поверхностной волны равной 1 см. При измерениях струнными волнографами [15] расстояние между струнами равнялось 20 см, что позволяло измерять уклоны, создаваемые волнами длиной более 40 см, что соответствует частоте $b=2$ Гц. Предельной частоте измерения уклонов с помощью волнографических буев, равной 0.5 Гц, соответствует длина волны более 6 м.

Был проведен ряд экспериментов, в которых дисперсии уклонов определялись путем дистанционного зондирования при малых углах падения [5, 7]. Полученные в этих экспериментах оценки дисперсий уклонов в значительной мере зависят от трехмерности волнового поля, а также от типа статистических распределений уклонов, что требует проведения отдельного исследования [6, 17]. В настоящей работе они не рассматриваются.

Спектральные модели длинных поверхностных волн

Существует несколько определений понятий “длинные” и “короткие” волны. В настоящей работе под длинными подразумеваются волны, имеющие длину сравнимую с длиной основных энергонесущих волн, формирующих пик в спектре возвышений. Соответственно, короткие волны, это волны с

волновыми числами и частотами, много большими, чем у доминантных волн. Характерной особенностью коротких волн является малое время релаксации, они быстро подстраиваются под изменения скорости и направления ветра, что позволяет использовать их для дистанционного определения приводного ветра. Изменения энергии коротких волн хорошо коррелированы с изменениями скорости ветра. Энергия длинных волн, наряду с тем, что зависит от скорости ветра, также зависит от длины разгона и времени действия ветра. Рассмотрим, как различаются дисперсии уклонов, создаваемых длинными волнами при фиксированной скорости ветра в разных ситуациях.

В 1973 г под руководством профессора К. Хассельмана группа европейских и североамериканских ученых осуществила в Северном море проект, получивший название “Joint North Sea Wave Project” (JONSWAP) [18]. Его целью было исследование генерации и развития морского ветрового волнения. Одним из результатов этого проекта было построение эмпирического частотного спектра поля поверхностных волн в условиях ограниченного разгона. Этот спектр $S(\omega, X, W)$, получивший название спектра JONSWAP, зависит от скорости ветра W и длины разгона X . Спектр $S(\omega, X, W)$ имеет вид

$$S_J(\omega, X, W) = \frac{a g^2}{\omega^5} \exp\left(-\frac{5}{4}\left(\frac{\omega_0}{\omega}\right)^4\right) \gamma^\Phi, \quad (2)$$

где ω – круговая частота; g – гравитационное ускорение; $a = 0.076 \left(\frac{W_{10}^2}{X g}\right)^{0.22}$;

$$\omega_0 = 22 \left(\frac{g^2}{W_{10} X}\right)^{0.33}; \quad \gamma = 3.3; \quad \Phi = \exp\left(-\frac{(\omega - \omega_0)^2}{2\nu^2 \omega_0^2}\right); \quad \nu = \begin{cases} 0.07 & \text{при } \omega \leq \omega_0 \\ 0.09 & \text{при } \omega > \omega_0 \end{cases};$$

W_{10} – скорость ветра, измеренная на высоте 10 м. Здесь γ^Φ – характеристика, описывающая превышение в области пика относительно спектра Пирсона-Московитца [19]; ν_J – параметр, определяющий ширину спектрального пика.

Спектр JONSWAP подобен спектру Пирсона-Московитца. Отличие в том, что его пик более резко выражен, и он растёт с увеличением длины разгона

волн (или продолжительности действия ветра). Если принять $\gamma = 1$, то спектр JONSWAP совпадает со спектром Пирсона-Московитца. Спектр JONSWAP был определён при следующих условиях: ограниченный разгон, постоянный ветер и отсутствие зыби. Он получил широкое распространение и использовался даже в ситуациях, когда условия генерации поверхностных волн не соответствовали условиям, при которых он был получен.

При построении спектра $S(\omega, X, W)$ использовались данные волнографических измерений, полученные в ситуациях, когда ветер стабилен по скорости и направлению, а зыбь отсутствует. Подобные чистые условия достаточно редко наблюдаются в открытом океане и в прибрежных зонах. В работе [9] отмечено, что по данным различных исследований, выполненных в разных регионах Мирового океана, доля ветрового волнения может составлять от 35 % до 45 %. В эту оценку входят развивающееся, развитое и затухающее ветровое волнение. Условия, которые близки к ситуации развитого ветрового волнения, составляют примерно 5 % [20].

Перейдем от спектра возвышений морской поверхности к спектрам ее уклонов. Спектры продольной $\Psi_u(\omega)$ и поперечной $\Psi_c(\omega)$ компонент уклонов связаны с частотно-угловым спектром возвышений морской поверхности соотношениями

$$\Psi_u(\omega) = k^2(\omega) \int_0^{2\pi} \chi(\omega, \theta) \cos^2 \theta d\theta, \quad (3)$$

$$\Psi_c(\omega) = k^2(\omega) \int_0^{2\pi} \chi(\omega, \theta) \sin^2 \theta d\theta, \quad (4)$$

где $k^2(\omega)$ – волновое число; $\chi(\omega, \theta)$ – частотно-угловой спектр; θ – направление распространения волн. При выводе соотношений (3) и (4) предполагалось, что генеральному направлению распространения волн соответствует условие $\theta = 0$. Представим частотно-угловой спектр $\chi(\omega, \theta)$ в форме

$$\chi(\omega, \theta) = S(\omega)\Theta(\omega, \theta), \quad (5)$$

где $\Theta(\omega, \theta)$ – функция углового распределения волновой энергии,

удовлетворяющая условию нормировки $\int_0^{2\pi} \Theta(\omega, \theta) d\theta = 1$. Получаем

$$\Psi_{\xi}(\omega) = \Psi_u(\omega) + \Psi_c(\omega) = k^2(\omega)S(\omega). \quad (6)$$

Будем полагать, что волны распространяются по “глубокой” воде, т.е. влиянием дна можно пренебречь. В этом случае длинные волны подчиняются дисперсионному уравнению

$$\omega^2 = gk. \quad (7)$$

Переход от спектра возвышений к спектру уклонов морской поверхности в окончательном виде описывается как

$$\Psi_{\xi}(\omega) = \frac{\omega^4}{g^2} S(\omega). \quad (8)$$

Чтобы оценить зависимости дисперсий уклонов, создаваемых длинными волнами, от длины разгона введем параметр

$$\sigma_b^2 = \int_0^{\omega_b} \Psi_{\xi}(\omega) d\omega, \quad (9)$$

где ω_b – верхняя граница диапазона частот, для которого рассчитывается дисперсия уклонов. Результаты наших расчетов зависимости дисперсий уклонов, определенных в рамках модели спектра JONSWAP при разных разгонах, представлены на рис. 2.

В случае, когда дисперсия σ_b^2 определена в диапазоне с верхней частотной границей $\omega_b/(2\pi) = 1$ Гц (указанная частота соответствует длине волны 1.6 м), она быстро растет при увеличении длины разгона до 2000 - 3000 м и практически не меняется при $X > 5000$ м. Если $\omega_b/(2\pi) = 0.5$ Гц (соответствует длине волны 6.3 м), то состояние насыщения наступает позже, однако в этом случае значения σ_b^2 значительно, примерно в полтора раза, ниже.

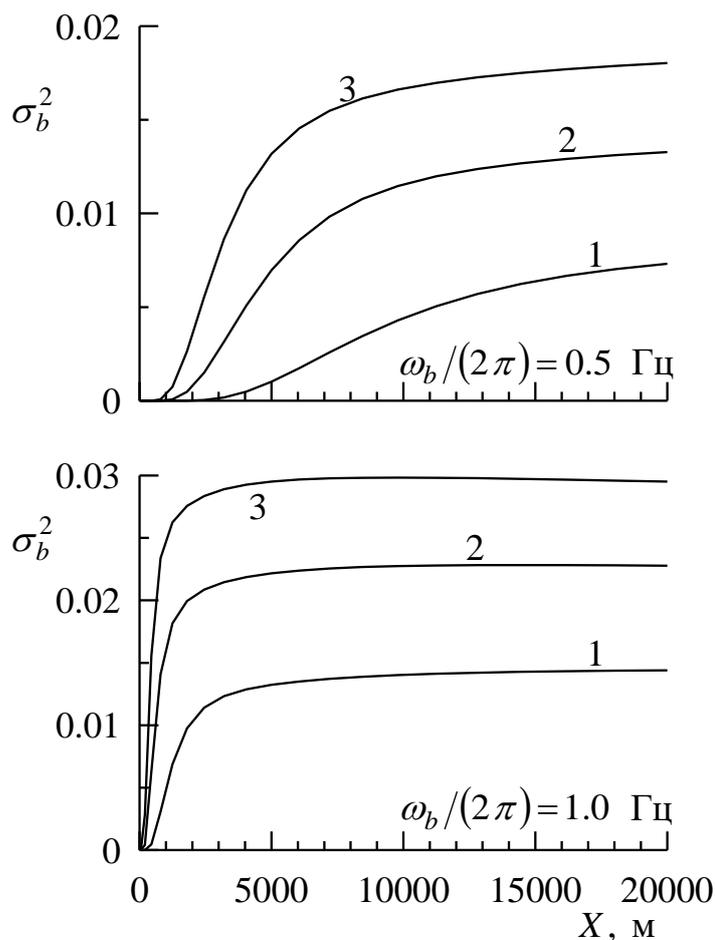


Рис. 2. Зависимости дисперсии уклонов длинных волн σ_b^2 от длины разгона X . Кривые 1-3 соответствуют скоростям ветра 5, 10 и 15 м/с

Заключение

Проведен анализ причин разброса полученных в разных экспериментах значений дисперсий уклонов морской поверхности при фиксированной скорости ветра. Рассмотрены два фактора. Первым фактором являются особенности аппаратуры для измерения уклонов. Вторым фактором являются условия, в которых проводятся эксперименты.

Показано, что различия в полученных в разных экспериментах зависимостях дисперсий от скорости ветра вызваны особенностями измерительной аппаратуры, которые связаны с ее техническими характеристиками. Дисперсии уклонов быстро уменьшаются, если ухудшается пространственное разрешение. Дисперсии уклонов, определенные с помощью

оптических сканеров (измеряют уклоны, формируемые поверхностными волнами всех масштабов) и дисперсии уклонов, определенные с помощью волнографических буев (измеряют уклоны, формируемые волнами длиной более 6 м) различаются примерно в 10 раз.

Анализ влияния условий формирования волнового поля на величину дисперсии уклонов проводился на основе спектра JONSWAP. В качестве характеристики, определяющей развитие волн, использовалась длина разгона. Было показано, если уклоны, формируются волнами, длина которых более 1.5 м, то длину разгона необходимо учитывать, если она меньше 2 км.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0827-2014-0011 “Исследования закономерностей изменения состояния морской среды на основе оперативных наблюдений и данных системы диагноза, прогноза и реанализа состояния морских акваторий”.

Литература

1. Караев В.Ю., Панфилова М.А., Баландина Г.Н., Чу К. Восстановление дисперсии наклонов крупномасштабных волн по радиолокационным измерениям в СВЧ-диапазоне // Исследование Земли из космоса. 2012. № 4. С. 62–77.
2. Millet F.W., Arnold D.V., Warnick K.F., Smith J. Electromagnetic bias estimation using in situ and satellite data: 1, RMS wave slope // J. Geophys. Res. 2003. 108(C2). 3040, doi:10.1029/2001JC001095.
3. Запевалов А.С. Моделирование берегового рассеяния электромагнитного излучения сантиметрового диапазона морской поверхностью. Влияние волн более длинных, чем береговые составляющие // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45, № 2. С. 266-275.
4. Danilychev M.V., Nikolaev A.N., Kutuza B.G. Application of the kirchhoff method for practical calculations in microwave radiometry of wavy sea surface // Journal of Communications Technology and Electronics. 2009. Vol. 54, No. 8. P. 869–878.

5. Лебедев Н.Е., Алескерова А.А., Плотников Е.В. Развитие оптических методов измерений уклонов морской поверхности // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 3. С. 136–149.
6. Запевалов А.С., Ратнер Ю.Б. Эффекты квазигауссового характера распределения уклонов морской поверхности при лазерном зондировании // Оптика атмосферы и океана. 2002. Т. 15, № 10. С. 925-928.
7. Karaev V.Yu., Meshkov E.M., Cotton D., Chu X. On the problem about determination of the sea wave period based on radio altimeter data // Radiophysics and Quantum Electronics. 2013. Vol. 56, No. 3. P. 123-134.
8. Запевалов А.С., Лебедев Н.Е. Влияние длительности зондирующего импульса лидара космического базирования на форму импульса отраженного от морской поверхности // Современные проблемы зондирования Земли из космоса. 2017. Том 14, № 1. С. 80-87.
9. Данилычев М.В., Кутуза Б.Г., Николаев А.Г. Использование метода Кирхгофа для практических расчетов в микроволновой радиометрии взволнованной морской поверхности // Радиотехника и Электроника. 2009. Т. 54, № 8. С. 915-926.
10. Пустовойтенко В.В., Лебедев Н.Е. Сравнение статистических моментов уклонов морской поверхности, полученных по данным оптических сканеров и лазерных уклономеров // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 1. С. 102-109.
11. Cox C., 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.
12. Bréon F.M., Henriot N. Spaceborne observations of ocean glint reflectance and modeling of wave slope distributions // J. Geoph. Res. 2006. Vol. 111. No. 6. C06005.
13. Hughes B.A., Grant H.L, Chappell R.W.A. A fast response surface–wave slope meter and measured wind–wave components // Deep–Sea Res. 1977. V.24. No. 12. P. 1211–1223.

14. 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.
15. Калинин С. А., Лейкин И. А. Измерение уклонов ветровых волн в Каспийском море // Изв. АН СССР, Сер. Физика атмосферы и океана. 1988. Т. 21, № 2. С. 1210-1217.
16. Longuett-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.
17. Запевалов А.С. К расчету оценок уклонов морской поверхности по данным квазивертикального зондирования в СВЧ диапазоне // Журнал Радиоэлектроники. 2017. № 3. URL:<http://jre.cplire.ru/jre/mar17/5/text.pdf>.
18. Hasselmann K., Barnett T.P., Bouws E., Carlson H., Cartwright D.E., Enke K., Ewing J.A., Gienapp H., Hasselmann D.E., Kruseman P., Meerburg A., Miller P., Olbers D.J, Richter K., Sell W., Walden H. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP) // Ergänzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift Reihe, 1973. A(8) (Nr. 12). P. 1-95.
19. Pierson W.I., Moskowitz L. A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity method of S.A. Kitaigorodskii // J. Geophysics Res. 1964. Vol. 69, № 24. P. 5181-5190.
20. Китайгородский С.А. Физика взаимодействия атмосферы и океана // Л.: Гидрометеиздат. 1970. 284 с.

Ссылка на статью:

А. С. Запевалов. Влияние уклонов длинных волн на взаимодействие радиоволн с морской поверхностью. Журнал радиоэлектроники [электронный журнал]. 2017. №7. Режим доступа: <http://jre.cplire.ru/jre/jul17/2/text.pdf>