

УДК 621.371(260).029.65
PACS 41.20.Jb; 47.50.Cd

А. С. Глазунов¹, В. Г. Гутник², М. Ю. Логвинов¹, Ю. Ф. Логвинов³

¹Харьковский Национальный университет имени В. Н. Каразина
4, пл. Свободы, Харьков, 61077, Украина

²Институт радиоастрономии НАН Украины
4, ул. Искусств, Харьков, 61000, Украина

³Институт радиофизики и электроники им. А. Я. Усикова НАН Украины
12, ул. Акад. Проскуры, Харьков, 61085, Украина
E-mail: logvinov@ire.kharkov.ua

ОСОБЕННОСТИ МОДЕЛИРОВАНИЯ МОРСКОГО ВОЛНЕНИЯ ДЛЯ РАДИОФИЗИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Актуальность моделирования морского волнения определяется потребностью модельного получения характеристик радиосистем морского базирования еще на этапе проектирования. Одной из основных частей таких моделей есть подстилающая поверхность. В работе представлена методика создания цифровой модели ветрового волнения применительно к моделированию пространства радиоволн над морской поверхностью. Разработаны критерии выбора нижней и верхней границ спектра морского волнения, дискретизации спектра по частоте и по углу, шага дискретизации создаваемой случайной поверхности. Ил. 9. Табл. 2. Библиогр.: 14 назв.

Ключевые слова: развитое морское волнение, распространение радиоволн.

Работа морских радиотехнических и радиолокационных систем, в частности при малых углах скольжения, сопровождается сильным влиянием подстилающей поверхности, которая искажает распределение поля в апертуре приемной антенной системы, что приводит к снижению вероятности обнаружения целей и срыву их сопровождения [1]. Причем механизмы рассеяния радиоволн на морской поверхности отличаются для прямого распространения радиоволн и для обратного рассеяния [1, 2]. Несмотря на различие механизмов рассеяния для этих двух практически значимых случаев, их объединяет тот факт, что рассеяние радиоволн на подстилающей морской поверхности происходит на освещенных элементах морской поверхности. Таким образом, вне зависимости от конкретного механизма рассеяния радиоволны, ключевым моментом создания модели подстилающей морской поверхности является не только получение профиля волнения, но и нахождение для конкретной геометрии трассы освещенных элементов морского волнения.

Целью данной работы является представление обобщенной методики построения цифровой модели морского ветрового волнения применительно к радиофизическим задачам по определению характеристик электромагнитной волны при ее рассеянии на элементах морского волнения. Такая информация может быть использована для дальнейшего моделирования рассеяния радиоволн как при прямом распространении электромагнитного поля, так и при его обратном рассеянии.

Рассмотрим параметры морского волнения, необходимые для последующего моделирования профиля случайной поверхности моря. Как

известно из [3, 4], основной характеристикой морского волнения является двумерный спектр морского волнения

$$S(\omega, \theta) = S(\omega)Q(\omega, \theta), \quad (1)$$

где $S(\omega)$ – распределение энергии волнения по частотам или одномерный энергетический спектр; $Q(\omega, \theta)$ – функция углового распределения энергии; ω – циклическая частота. Причем

$$\int_{-\pi}^{\pi} Q(\omega, \theta) d\theta = 1, \quad (2)$$

где θ – азимутальный угол.

Для перехода от двумерного к одномерному энергетическому спектру можно воспользоваться выражением

$$\int_{-\pi}^{\pi} S(\omega, \theta) d\theta = S(\omega). \quad (3)$$

Выражение

$$\int_0^{\infty} \int_{-\pi}^{\pi} S(\omega, \theta) d\theta d\omega = E \quad (4)$$

определяет энергию процесса.

При моделировании профиля морского волнения необходимо учитывать дисперсионное соотношение, которое с достаточной точностью для очень глубокой воды можно описать выражением

$$\omega = \sqrt{gR}, \quad R = \frac{2\pi}{\Lambda}, \quad \omega = 2\pi F, \quad (5)$$

где ω – циклическая частота; g – ускорение свободного падения; R – волновое число; Λ – длина морской волны; F – частота компоненты мор-

ского волнения. Частные случаи дисперсионных соотношений для различных условий [4], приведены в табл. 1.

Таблица 1
Дисперсионные соотношения

Условие	Вид дисперсионного соотношения
Конечная глубина	$\omega = \sqrt{(gR + \gamma_\omega R^3) \text{th}(RH)}$
Глубокая вода ($RH \gg 1$)	$\omega = \sqrt{gR \left(1 + \frac{\gamma_\omega R^2}{g}\right)}$
Мелкая вода ($RH \ll 1$)	$\omega = \sqrt{gR^2 H \left(1 + \frac{\gamma_\omega R^2}{g}\right)}$
Гравитационные волны ($R \ll \sqrt{g/\gamma_\omega \omega}$)	$\omega = \sqrt{gR \text{th}(RH)}$
Капиллярные волны ($R \gg \sqrt{g/\gamma_\omega \omega}$)	$\omega = \sqrt{\gamma_\omega \omega R^3 \text{th}(RH)}$

Здесь H – глубина бассейна; γ_ω – отношение коэффициента поверхностного натяжения воды α_p к ее плотности ρ . Согласно [5], $\alpha_p = 74$ дин/см ($7,4 \cdot 10^{-2}$ Н/м) и $\rho = 1$ г/см³ ($1\,000$ кг/м³). Как считают авторы работы [6], понятие глубокой и мелкой воды относительно. Принято считать, что вода глубокая, если глубина водного бассейна превышает половину длины наибольших волн (имеющих наибольшую длину) в спектре волнения. Учитывая, что величина самой длинной волны в спектре волнения определяется размером бассейна и обладает, как правило, малой энергией, было бы правильнее говорить о наибольшей длине волны, имеющей энергию, скажем, в 100 или в 1 000 раз меньшую, чем волна, соответствующая максимуму спектра морского волнения. Различие капиллярных и гравитационных волн также достаточно условно. Согласно [7], волны длиной более 5 см относятся к гравитационным, а длиной менее 5 см к капиллярным. Авторы работы [4] считают, что все волны следует делить на три условные области: капиллярную (длина волны менее 0,6 см или частота выше 48 Гц), гравитационно-капиллярную (длина волны от 7 см до 0,6 см или частота от 5 до 48 Гц) и гравитационную (длина волны более 7 см или частота менее 5 Гц).

Вид спектра морского волнения может быть очень сложным и в общем случае зависит от множества факторов: скорости и времени действия ветра, глубины бассейна, солености и температуры воды, наличия и направления течения, профиля дна и т. д. Для унификации вида спектра принято оперировать так называемым спектром

полностью развитого волнения. При этом, согласно [7], под полностью развитым волнением понимается достижение волнами максимальной возможной высоты, которая формируется под действием ветра определенной скорости, воздействующего на достаточно протяженной области зарождения волн (области разгона), независимо от длительности воздействия. Такая максимальная высота является результатом суммирования всех возможных составляющих, присутствующих в спектре волн, с их максимальным количеством спектральной энергии. Время достижения полностью развитого волнения при условии постоянного по силе ветра, дующего в неизменном направлении, определяется величиной области разгона. Довольно часто наблюдается смешанное волнение, когда развивающееся волнение смешивается с волнами зыби. Последние формируются в достаточно отдаленных областях океана при воздействии других ветров или присутствуют в рассматриваемой области как остаточные явления от воздействия предыдущего по времени ветра. Согласно [4], при значительно отличающихся по частоте максимумах спектров ветрового волнения и зыби суммарный спектр можно представить в виде

$$S_\Sigma(\omega, \theta) = S_B(\omega, \theta) + S_3(\omega, \theta), \quad (6)$$

где $S_B(\omega, \theta)$, $S_3(\omega, \theta)$ – соответственно спектры ветрового волнения и зыби. Далее в работе будет рассматриваться только спектр ветрового волнения как наиболее часто встречающийся на практике.

При описании спектра ветровых волн, как правило, оперируют спектром Пирсона–Московитца для полностью развитого волнения в предположении полного отсутствия в волновом поле зыби [4]

$$S(\omega) = 8,1 \cdot 10^{-3} g^2 \omega^{-5} \exp\left[-1,25 \left(\frac{\omega_m}{\omega}\right)^4\right]. \quad (7)$$

Другим способом описания ветрового волнения является спектр *JONSWAP*, полученный в результате масштабного международного эксперимента [8]. Он позволяет описать спектр ветрового волнения при различных величинах области разгона:

$$S(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-5} \exp\left[-1,25 \left(\frac{\omega_m}{\omega}\right)^4\right] \gamma \exp\left[-\left(\frac{\omega - \omega_m}{2\sigma^2 \omega^2}\right)^2\right], \quad (8)$$

$$\sigma = 0,07, \quad \omega \leq \omega_m,$$

$$\sigma = 0,09, \quad \omega > \omega_m,$$

где ω_m – частота максимума спектра ветрового волнения. Значения других безразмерных коэффициентов выражения (8) приведены в табл. 2 [4].

Таблица 2

Значения параметров выражения (8) в зависимости от размера области разгона

Параметры	Область разгона, м										
	20170	11680	6720	5270	4210	3420	2810	2340	1970	1670	1430
γ	1,0	1,13	1,33	1,5	1,67	1,94	2,17	2,5	3,0	3,67	4,33
α	0,0081	0,0093	0,01055	0,0109	0,0113	0,0114	0,0116	0,0116	0,0114	0,0109	0,0106

В качестве примера на рис. 1 приведены одномерные спектры развитого морского волнения для различных скоростей ветра. Для кривой 3 введены обозначения ω_{\min} , ω_m , ω_{\max} . Величина ω_{\min} обозначает нижнюю частотную границу спектра ветрового волнения, которую мы выбираем при моделировании; ω_{\max} – верхнюю граничную частоту спектра морского волнения; символом ω_m , или $\omega(S_{\max})$, как уже было отмечено выше, обозначена частота максимума спектра ветрового волнения.

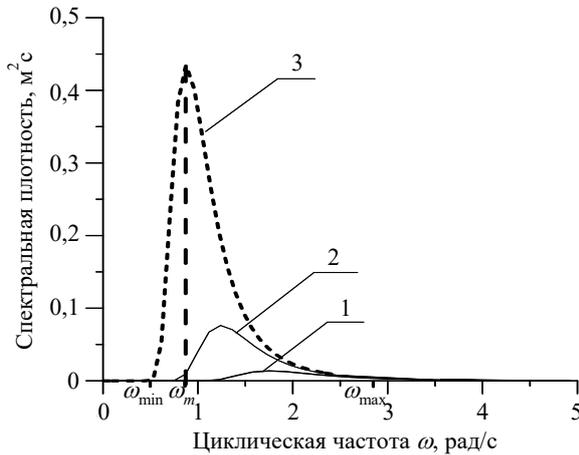


Рис. 1. Спектры развитого морского волнения при различных скоростях ветра. Кривая 1 – $U_{10} = 4,7$ м/с, $\Lambda_m(\omega_m) = 20$ м; кривая 2 – $U_{10} = 6,6$ м/с, $\Lambda_m(\omega_m) = 40$ м; кривая 3 – $U_{10} = 9,3$ м/с, $\Lambda_m(\omega_m) = 80$ м

Связь основных характеристик волнения со скоростью ветра [4] можно оценить, используя выражения

$$\omega_m = \sqrt{\frac{0,697}{U_{10}^2}}, \quad \Lambda_m = \frac{2\pi U_{10}^2}{0,697g}, \quad (9)$$

где U_{10} – скорость ветра на высоте 10 м; Λ_m – длина морской волны, соответствующая максимуму спектра морского волнения. Для оценки величины среднеквадратического отклонения высот морского волнения [9] можно воспользоваться выражением

$$\sigma_h = \frac{0,052U_{20}^2}{g}, \quad (10)$$

где U_{20}^2 – скорость ветра на высоте 20 м. Точное описание для σ_h дает выражение

$$\sigma_h = \int_0^{\infty} S(\omega) d\omega. \quad (11)$$

Аппроксимация функции углового распределения энергии [4] дается выражением

$$Q(\omega, \theta) = \frac{0,5\chi_0\tilde{\omega}}{(\tilde{\omega}+1)^2} \exp\left[\frac{-\chi_0|\theta|\tilde{\omega}}{(\tilde{\omega}+1)^2}\right], \quad (12)$$

$$\tilde{\omega} = \frac{\omega}{\omega_m},$$

где χ_0 – константа, которая уменьшается от 8 до 3 с уменьшением скорости ветра. Более простой вид зависимости функции углового распределения энергии, но не учитывающий степень волнения, предлагается в [3]:

$$Q(\omega, \theta) = \frac{2(\cos\theta)^2}{\pi}, \quad -\pi/2 \leq \theta \leq \pi/2. \quad (13)$$

Принципиальным отличием выражения (12) от выражения (13) является то, что (12) учитывает энергию, приходящую со всех направлений кругового сектора, а выражение (13) учитывает приход энергии с сектора, равного 180° . Пример двух функций углового распределения энергии, полученных по выражениям (12) и (13), представлен на рис. 2. Видно, что штриховая кривая, полученная из выражения (12), имеет острый максимум и учитывает энергию в секторе углов $[-180^\circ, 180^\circ]$.

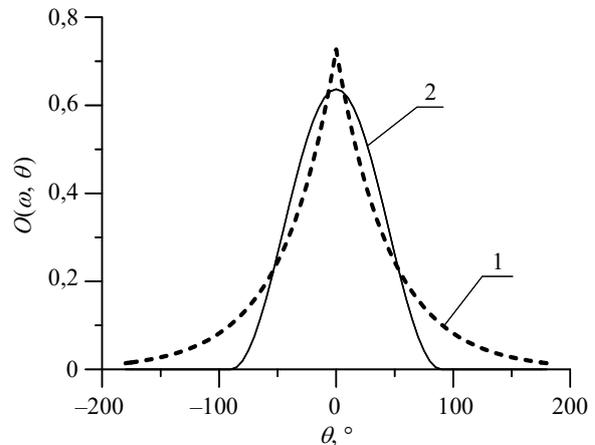


Рис. 2. Функции углового распределения энергии. Кривая 1 – учет прихода энергии с сектора 360° ; кривая 2 – учет прихода энергии с сектора 180°

Цифровое моделирование морской поверхности имеет свои особенности, во многом связанные с дискретным представлением основных характеристик морского волнения.

Так, согласно [3], в линейном приближении и декартовой системе координат высоту морского волнения в заданной точке с координатами (x, y) в момент времени $time$ можно представить в виде суммы большого числа гармонических колебаний с различными частотами, амплитудами и случайными фазами, равномерно распределенными от 0 до 2π :

$$z(x, y, t) = \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N \sqrt{S_{i,j}} \Delta\omega \Delta\theta \times \cos[\omega_i time + \xi_{i,j} - R_i(x \cos(\theta_j) + y \sin(\theta_j))], \quad (14)$$

где $S_{i,j}$ – дискретный отсчет двумерного спектра морского волнения; $\Delta\omega$ – ширина полосы частот между отсчетами спектра морского волнения; $\Delta\theta$ – интервал отсчета углов при дискретизации спектра морского волнения; $\xi_{i,j}$ – случайная величина, имеющая смысл начальной фазы, равномерно распределенная на интервале от 0 до 2π ; ω_i – текущая частота; $time$ – текущее время; R_i – текущее волновое число; θ_j – текущий угол; M, N – количество дискретных отсчетов по частоте и по углу соответственно. При этом амплитуду элементарного колебания представляют в виде произведения некоторой функции (корня квадратного из отсчетов двумерного спектра) на корень квадратный из произведения приращений частоты $\Delta\omega$ и угла $\Delta\theta$. Представленное выражение (14) позволяет получить ординаты морского волнения в предположении, что направление главного бега волн совпадает с осью OX . Если направление главного бега волн составляет с осью OX некоторый угол δ , как показано на рис. 3, то в выражение (14) вместо координат x, y необходимо подставить новые координаты x_φ, y_φ , полученные согласно [10] преобразованием координат

$$x_\varphi = x \cos \delta - y \sin \delta, \quad y_\varphi = x \sin \delta + y \cos \delta. \quad (15)$$

В случае моделирования работы однопозиционной радиолокационной станции удобно пользоваться цилиндрической или сферической системой координат. Соответствующие преобразования можно найти в [10]. Выражение (14) позволяет получить поверхность с распределениями высот и наклонов, близкими к нормальным.

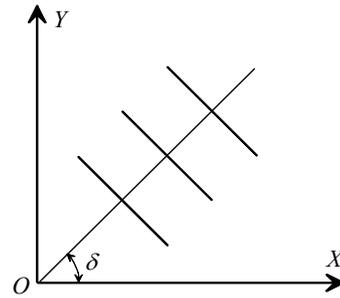


Рис. 3. Направление главного бега волн в декартовой системе координат

Важным вопросом при моделировании ветрового морского волнения является выбор нижней и верхней границ спектра морского волнения. Для выбора нижней границы можно воспользоваться рекомендациями работы [11], в которой границы обрезания спектра предлагается выбирать исходя из сохранения основной части энергии процесса (как правило, 90 % и выше). Взяв, к примеру, 99 % энергии процесса, выражение (4) можно переписать в виде

$$\int_{\omega_{\min}}^{\infty} \int_{-\pi}^{\pi} S(\omega, \theta) d\theta d\omega = 0,99E. \quad (16)$$

Сложнее обстоит дело с выбором верхней частотной границы спектра ветрового волнения. Это связано с тем, что выбор верхней граничной частоты оказывается очень чувствительным к наблюдаемым значениям наклонов и, в особенности, радиусов кривизны элементов ветрового волнения, которые зачастую являются доминирующими при определении расчетных характеристик рассеянного поверхностью сигнала [2]. Так, дисперсии высот, наклонов и кривизны участков морской поверхности можно определить из выражений [5]:

$$\sigma_h^2 = \int_0^{\omega_{\max}} \int_{-\pi}^{\pi} S(\omega, \theta) d\omega d\theta; \quad (17)$$

$$\sigma_\gamma^2 = \int_0^{\omega_{\max}} \int_{-\pi}^{\pi} R^2(\omega) S(\omega, \theta) d\omega d\theta; \quad (18)$$

$$\sigma_K^2 = \frac{1}{\sigma_{\rho_\xi}^2} = \int_0^{\omega_{\max}} \int_{-\pi}^{\pi} R^4(\omega) S(\omega, \theta) d\omega d\theta, \quad (19)$$

где $\sigma_h^2, \sigma_\gamma^2, \sigma_K^2, \sigma_{\rho_\xi}^2$ – дисперсии высот, наклонов, кривизны и радиусов кривизны морской поверхности. На рис. 4–6 приведены зависимости эффективного значения высот, наклонов и радиусов кривизны в зависимости от выбора ω_{\max} , по-

лученные с использованием выражений (17)–(19) для скорости ветра 10 м/с.

Из графика на рис. 4 следует, что эффективная высота неровностей, начиная со значения 30 рад/с, практически не меняется, в то время как среднеквадратическое значение наклона (рис. 5) существенно увеличивается с ростом верхней частоты спектра морского волнения.

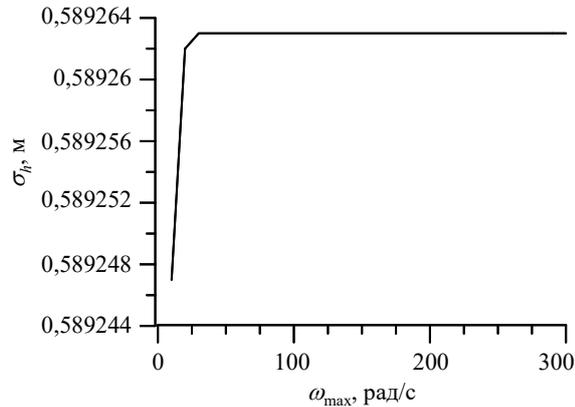


Рис. 4. График зависимости среднеквадратического значения высоты морского волнения от величины верхней граничной частоты спектра морского волнения

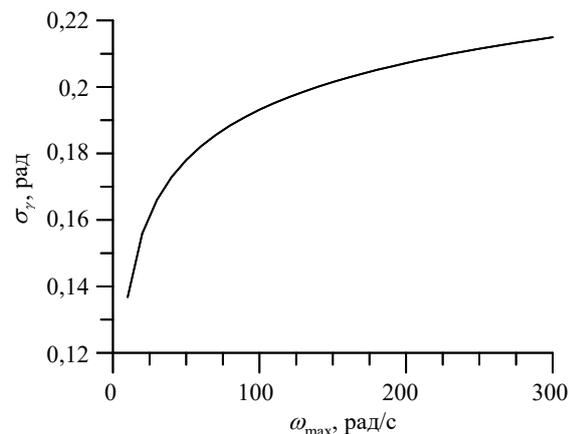


Рис. 5. График зависимости среднеквадратического значения наклона морского волнения от величины верхней граничной частоты спектра морского волнения

Еще большие изменения с увеличением значения ω_{\max} испытывает среднеквадратическая величина радиусов кривизны (рис. 6). С ростом максимальной частоты спектра морского волнения до бесконечности радиусы кривизны элементов поверхности будут стремиться к нулю. Изменение значения верхней граничной частоты спектра морского волнения может привести к существенному изменению характеристик наклонов и радиусов кривизны исходной поверхности. Последнее приведет к изменению характеристик наклонов и радиусов кривизны освещенных участков поверхности, формирующих рассеянное

поле. Поэтому при расчете переизлученного поля для выбора ω_{\max} необходимо использовать дополнительные критерии, учитывающие особенности распространения радиоволн.

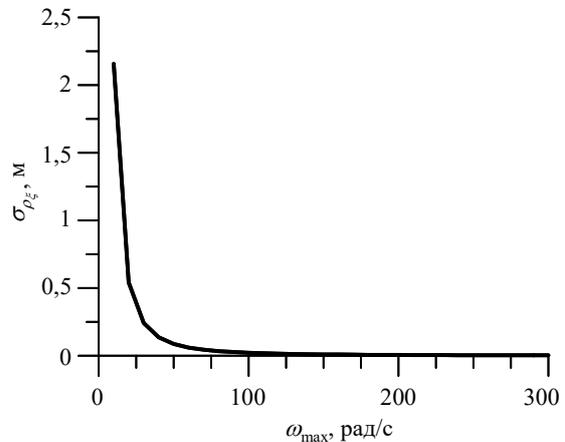


Рис. 6. График зависимости среднеквадратического значения радиуса кривизны поверхности моря от величины верхней граничной частоты спектра морского волнения

Увеличение верхней граничной частоты спектра морского волнения ω_{\max} с целью получения более точного профиля морского волнения не эффективно, так как приводят к росту вычислительных затрат, особенно в случае использования миллиметровых радиоволн. Кроме того, невозможно в рамках моделирования учесть все влияющие на рассеяние радиоволны факторы – такие, как брызги и пенообразование. Поэтому выбор ω_{\max} необходимо проводить с учетом волновых свойств электромагнитного поля. Для выбора максимальной частоты спектра морского волнения можно предложить критерий, предложенный в [12] и успешно применяемый в работах, связанных с моделированием распространения радиоволн. Суть его состоит в следующем. Начиная с некоторой частоты спектра морского волнения, вклад высокочастотных составляющих спектра морского волнения в значение величины эффективной высоты морских волн становится сравнимым с длиной радиоволны и в силу волновых свойств электромагнитного поля не может приводить к затенениям поверхности. Сказанное иллюстрирует выражение

$$\Delta\sigma_h = \lambda = \left[\int_{R_{\max}}^{\infty} R S(R) dR \right]^{1/2}, \quad (20)$$

где $\Delta\sigma_h$ – величина прироста среднеквадратического отклонения высот морских волн за счет изменения значения волнового числа R_{\max} (соответствует по дисперсионному соотношению час-

тоте ω_{\max}); λ – длина облучающей поверхность радиоволны; $S(R)$ – одномерный спектр морского волнения в представлении волновых чисел; R – волновое число. В этом случае составляющие спектра с волновыми числами $R > R_{\max}$ обеспечивают вклад в среднеквадратическое отклонение высот $\Delta\sigma_h \leq \lambda$. Такие неровности не создают затенений вследствие дифракционного огибания их радиоволнами и могут не учитываться при моделировании. На рис. 7 представлены зависимости значений среднеквадратического отклонения высоты морского волнения от нормированных значений максимальной выбранной частоты спектра на частоту спектрального максимума. Из графиков на рис. 7 следует, что при значении ω_{\max}/ω_m более 2,5...3 значение эффективной высоты морских волн входит в насыщение, т. е. значение максимальной частоты спектра для выражения (5) будет выбираться в зависимости от длины радиоволны в диапазоне значений ω_{\max}/ω_m от 1 до 3. Для выбора максимальной частоты спектра морского волнения используем графики рис. 8. По своей сути он представляет данные рис. 7 в несколько преобразованном виде.

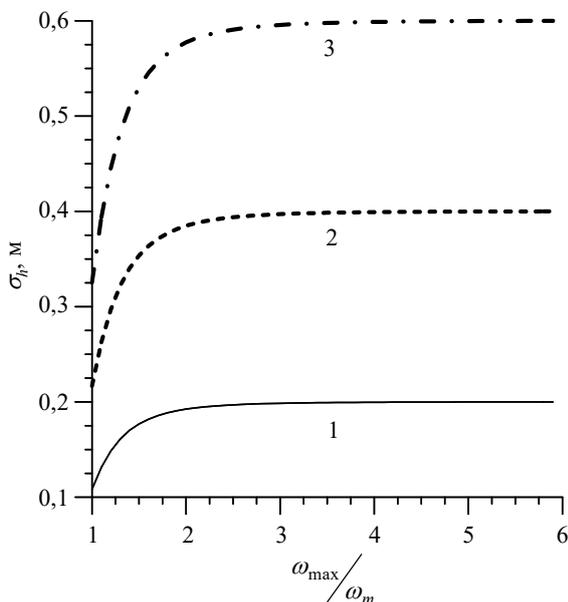


Рис. 7. Графики зависимостей среднеквадратического отклонения высот морского волнения от максимальной частоты спектра, нормированной на частоту спектрального максимума: кривая 1 – скорость ветра 6,14 м/с; кривая 2 – 8,7 м/с; кривая 3 – 10,6 м/с

На рис. 8 по оси ординат отложена величина разности между максимальным значением среднеквадратического отклонения высот морских волн, полученным при полном учете в спектре морского волнения всех компонент, и текущим

его значением, зависящим от выбора величины ω_{\max} . Для примера: если принять длину радиоволны 1 см, то согласно рис. 8 значение ω_{\max}/ω_m для поверхности моря при скорости ветра 6,14 м/с ($\sigma_h = 0,2$ м) составит 1,9; при скорости ветра 8,7 м/с ($\sigma_h = 0,4$ м) это значение составит 2,3; при скорости ветра 10,6 м/с ($\sigma_h = 0,6$ м) – 2,5.

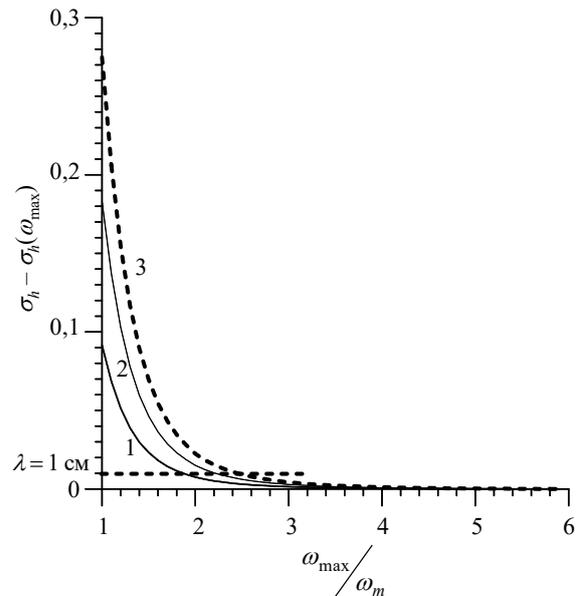


Рис. 8. Графики зависимостей прироста величины среднеквадратического отклонения высот морского волнения от максимальной частоты спектра морского волнения: кривая 1 – скорость ветра 6,14 м/с; кривая 2 – 8,7 м/с; кривая 3 – 10,6 м/с

Следующим важным параметром является выбор шага дискретизации спектра морского волнения по частоте $\Delta\omega$. Очевидно, что если взять его очень маленьким, то поверхность будет получена с большей точностью, но при этом неадекватно повысятся вычислительные затраты. Для наглядности рассмотрим кривую 3 (рис. 1), которая представляет реализацию одномерного спектра ветрового волнения для скорости ветра 9,3 м/с. Она имеет максимум на частоте ω_m . Для достаточно точного представления в дискретном виде низкочастотной части спектра (от ω_{\min} до ω_m) обычно достаточно 10 отсчетов по частоте, т. е. шаг дискретизации можно выбрать по выражению

$$\Delta\omega \approx \frac{\omega_m - \omega_{\min}}{10} \tag{21}$$

При этом необходимо следить, чтобы на интервале от ω_{\min} до ω_{\max} было не менее 50...100 отсчетов спектра для выполнения требований центральной предельной теоремы.

Шаг дискретизации по углу $\Delta\theta$ функции углового распределения энергии морского волне-

ния при моделировании выбирался $\Delta\theta \approx 30^\circ$, что, как показала практика, было достаточным для учета вклада угловых компонент морского волнения.

Важным шагом является выбор пространственного дискрета (шага) по осям X и Y . Величина такого шага зависит от выбора верхней граничной частоты спектра морского волнения. Преобразуя выражения (5), можно получить наименьшую длину волны Λ_{\min} спектра морского волнения

$$\Lambda_{\min} = \frac{2\pi g}{\omega_{\max}^2}. \quad (22)$$

Тогда, в соответствии с теоремой отсчетов [13],

$$\Delta d \leq \frac{\Lambda_{\min}}{4}, \quad (23)$$

где Δd – шаг дискретизации по осям X и Y . Физический смысл выражения (23) заключается в следующем. Шаг дискретизации поверхности выбран таким, что на полупериод самой высокочастотной составляющей спектра морского волнения приходится как минимум два отсчета. Это позволяет учесть частоту самой высокочастотной компоненты спектра морского волнения. Но при создании модели поверхности важно не только учесть все частотные компоненты спектра, но и как можно точнее воспроизвести форму поверхности, что необходимо для правильного определения первой и второй производных по поверхности. В связи с этим выражение (23) рекомендуется преобразовать к виду

$$\Delta d \leq \frac{\Lambda_{\min}}{10}. \quad (24)$$

При использовании цилиндрической системы координат можно воспользоваться известными выражениями преобразования координат для точки $P(x, y, z)$ в декартовой системе координат и точки $P(\rho, \varphi, z)$ в цилиндрической системе координат [10]

$$\begin{cases} x = \rho \cos \varphi, \\ y = \rho \sin \varphi, \\ z = z, \end{cases} \quad \begin{cases} \rho = \sqrt{x^2 + y^2}, \\ \varphi = \arctg\left(\frac{y}{x}\right), \\ z = z. \end{cases} \quad (25)$$

При этом шаг дискретизации по горизонтальной дальности $\Delta\rho$ должен удовлетворять неравенству $\Delta\rho \leq \Delta d$, а шаг изменения азимута $\Delta\varphi$ должен удовлетворять неравенству

$$\Delta\varphi \leq \arccos\left(1 - \frac{\Delta d^2}{2\rho^2}\right), \quad (26)$$

где в этом случае Δd определяется на максимальной дистанции, т. е. при максимальном значении ρ (рис. 9)

Конечный набор гармонических колебаний, суммированием которых производится моделирование морского волнения, может приводить к появлению так называемого «квазипериода» моделируемого процесса, когда случайная поверхность повторяет сама себя через определенный пространственный или временной период. При использовании предложенной методики получения ветрового морского волнения корреляционный анализ пространственных и временных последовательностей для поверхностей протяженностью в единицы километров, а также на временном интервале до нескольких десятков секунд, «квазипериода» не обнаружил.

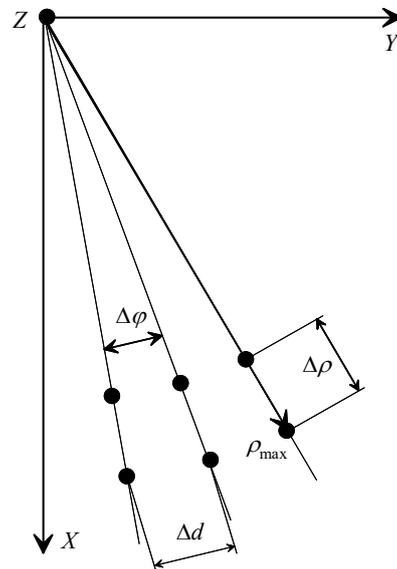


Рис. 9. Дискретизация моделируемой поверхности при использовании цилиндрической системы координат

Радиофизическое моделирование распространения радиоволн над морской поверхностью подразумевает применение процедур по вычислению рассеянного электромагнитного поля. Существующие методы расчета [2] рассеянного поля требуют знания характеристик морской поверхности: величины локального наклона, значений полной (гауссовой) и средней кривизны поверхности в элементе переизлучения. Согласно [2],

$$K = \frac{1}{\rho_1 \rho_2}, \quad H = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\rho_1} + \frac{1}{\rho_2} \right), \quad (27)$$

где K, H – полная и средняя кривизна поверхности; ρ_1, ρ_2 – наибольший и наименьший радиусы кривизны поверхности в выбранном элементе переизлучения. Указанные параметры можно определить, воспользовавшись выражениями [14]

$$K = \frac{LN - M^2}{EG - F^2}, \quad H = \frac{EN - 2FM + GL}{2(EG - F^2)}, \quad (28)$$

где E, F, G, L, M, N – коэффициенты первой и второй формы Гаусса, которые при задании поверхности в явном виде $z = f(x, y)$ равны

$$E = 1 + p^2, \quad F = pq, \quad G = 1 + q^2; \quad (29)$$

$$L = \frac{r}{\sqrt{1 + p^2 + q^2}}, \quad M = \frac{s}{\sqrt{1 + p^2 + q^2}}, \quad (30)$$

$$N = \frac{t}{\sqrt{1 + p^2 + q^2}}.$$

Коэффициенты p, q, r, s, t определяются как

$$p = \frac{df}{dx}, \quad q = \frac{df}{dy}, \quad r = \frac{d^2f}{dx^2}, \quad (31)$$

$$s = \frac{d^2f}{dx dy}, \quad t = \frac{d^2f}{dy^2}.$$

Коэффициенты p и q являются первыми производными (наклонами) выбранного элемента поверхности вдоль осей x и y выбранной декартовой системы координат; коэффициенты r и t – вторые производные по соответствующим направлениям; коэффициент s – вторая смешанная производная. Данные коэффициенты можно вычислить с помощью программ по определению производной, которыми на данный момент снабжены практически все пакеты по математической обработке данных.

Выводы. В работе представлена методика создания цифрового профиля поверхности ветрового морского волнения применительно к радиофизическим задачам по расчету рассеянного электромагнитного поля морской поверхности.

Предложена методика определения верхней и нижней граничных частот спектра ветрового морского волнения.

Даны рекомендации по выбору параметров дискретизации цифровой модели поверхности применительно к декартовой и цилиндрической системам координат.

Библиографический список

1. Кулемин Г. П., Разсказовский В. Б. Рассеяние миллиметровых радиоволн поверхностью Земли под малыми углами. Киев: Наук. думка, 1987. 230 с.
2. Басс Ф. Г., Фукс И. М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. Москва: Наука, 1972. 424 с.
3. Крылов Ю. М. Спектральные методы исследования и расчета ветровых волн. Ленинград: Гидрометеоздат, 1966. 255 с.
4. Давидан И. Н., Лопатин Л. И., Рожков В. А. Ветровое волнение в Мирном океане. Ленинград: Гидрометеоздат, 1985. 256 с.
5. Караев В. Ю., Баландина Г. Н., Ангелов М. К. Об особенностях описания волнения применительно к решению за-

дач дистанционного зондирования морской поверхности. Нижний Новгород: ИПФ, 1998. 30 с. (Препринт / РАН, Ин-т прикладной физики; № 470).

6. Pierson W. J., Neumann G., James R. W. Practical methods for observing and forecasting ocean waves by means of wave spectra and statistics, prepared for Bureau of Aeronautics Project AROWA. Contract № 189s-86743. 1953. (Revised version to be published by the Hydrographic Office.)
7. Скольник М. Справочник по радиолокации: в 4 т. Т. 1. Основы радиолокации. Пер. с англ. Москва: Сов. радио, 1976. 456 с.
8. 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., Müller 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). 1973. *Ergänzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift*. Reihe A (8°), Nr. 12. 95 p.
9. Ле Блон П., Майсек Л. Волны в океане. Пер. с англ. Москва: Мир, 1981. Ч. 1. 478 с.
10. Корн Г. А., Корн Т. М. Справочник по математике для научных работников и инженеров. Москва: Наука, 1977. 832 с.
11. Шальгин А. С., Палагин Ю. И. Прикладные методы статистического моделирования. Ленинград: Машиностроение, 1986. 320 с.
12. Kirichenko V. A., Logvinov Yu. F., Pedenko Yu. A., Razskazovskyy V. B. Multipath simulating model of the microwave propagation near the sea surface. Proc. 4th Int. Kharkov Symp. "Physics and Engineering of Millimeter and Sub-Millimeter Waves" (MSMW'2001). Kharkov, 2001. Vol. 1. P. 414–416.
13. Отнес Р., Эноксон Л. Прикладной анализ временных рядов. Пер. с англ. Москва: Мир, 1982. 428 с.
14. Смирнов В. И. Курс высшей математики: в 4 т. 21-е изд., стереот. Москва: Наука, 1974. Т. 2. 655 с.

REFERENCES

1. KULEMIN, G. P., RAZSKAZOVSKYY, V. B., 1987. *Scattering of millimeter radio waves by the earth's surface at small angles*. Kiev: Naukova Dumka Publ. (in Russian).
2. BASS, F. G., FUKS, I. M., 1972. *Dispersion of waves on a statistically uneven surface*. Moscow: Nauka Publ. (in Russian).
3. KRYLOV, Yu. M., 1966. *Spectral methods for studying and calculating wind waves*. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ. (in Russian).
4. DAVIDAN, I. N., 1985. *Wind Trouble in the World Ocean*. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ. (in Russian).
5. KARAEV, V. Yu., BALANDINA, G. N., ANGELOV, M. K., 1998. On the features of the description of waves with reference to the solution of problems of remote sensing of the sea surface. *Preprint no. 470*. Nizhny Novgorod: RAS, Institute of Applied Physics (in Russian).
6. PIERSON, W. J., NEUMANN, G., JAMES, R. W., 1953. Practical methods for observing and forecasting ocean waves by means of wave spectra and statistics, prepared for Bureau of Aeronautics Project AROWA. Contract no. 189s-86743 (Revised version to be published by the Hydrographic Office.)
7. SKOLNIK, M., 1976. *Handbook of radar: Fundamentals of radar*. Moscow: Soviet Radio Publ. Vol. 1 (in Russian).
8. 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., MÜLLER, P., OLBERS, D. J., RICHTER, K., SELL, W., WALDEN, H., 1973. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). *Ergänzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift*, Reihe A (8°), Nr. 12.

9. LE BLON, P., MAYSEK, L., 1981. *Waves in the ocean*. Part 1. Moscow: Mir Publ. (in Russian).
10. KORN, G. A, KORN, T. M., 1977. *A handbook on mathematics for scientists and engineers*. Moscow: Nauka Publ. (in Russian).
11. SHALYGIN, A. S., PALAGIN, Yu. I., 1986. *Applied methods of statistical modeling*. Leningrad: Mashinostroenie Publ. (in Russian).
12. KIRICHENKO, V. A., LOGVINOV, Yu. F., PEDENKO, Yu. A., RAZSKAZOVSKYY, V. B., 2001. Multipath simulating model of the microwave propagation near the sea surface. In: *Fourth International Kharkov Symposium "Physics and Engineering of Millimeter and SubMillimeter Waves"*. Kharkov, Ukraine, June 4–9. Vol. 1, pp. 414–416.
13. OTNES, R., ENOKSON, L., 1982. *Applied analysis of time series*. Translated from the English by Hohlov V. I. Moscow: Mir Publ. (in Russian).
14. SMIRNOV, V. I., 1974. *Course of Higher Mathematics*. Moscow: Nauka Publ. Vol. 2 (in Russian).

Рукопись поступила 16.03.2017.

A. S. Glazunov, V. G. Gutnik, M. Yu. Lohvinov,
Yu. F. Lohvinov

FEATURES OF MODELING SEA WAVES FOR RADIOPHYSICAL TASKS

The relevance of modeling sea waves is determined by the need to produce a model of sea-based radio performance at

the design stage. One of the main parts of these models is the underlying surface. The paper presents a methodology for creating digital models of wind waves with respect to the modeling propagation over the sea surface. We have devised the criteria of choice of the lower and upper boundaries of the spectrum of sea waves, the sampling frequency of the spectrum, the angle and pitch to create random sampling surface.

Key words: development of sea waves, radio wave propagation.

О. С. Глазунов, В. Г. Гутнік, М. Ю. Логвінов,
Ю. Ф. Логвінов

ОСОБЛИВОСТІ МОДЕЛЮВАННЯ МОРСЬКОГО ХВИЛЮВАННЯ ДЛЯ РАДІОФІЗИЧНИХ ЗАДАЧ

Актуальність моделювання морського хвилювання визначається потребою модельного отримання характеристик радіосистем морського базування ще на етапі проектування. Однією з основних частин таких моделей є підстильна поверхня. У роботі представлено методику створення цифрової моделі вітрового хвилювання для застосування при моделюванні поширення радіохвиль над морською поверхнею. Розроблено критерії вибору нижньої і верхньої меж спектра морського хвилювання, дискретизації спектра за частотою та за кутом, кроку дискретизації створюваної випадкової поверхні.

Ключові слова: розвинене морське хвилювання, поширення радіохвиль.