

## Моделирование формы эхосигнала радиовысотомера

М. А. Бородин

Санкт-Петербургский государственный электротехнический университет "ЛЭТИ"  
им. В. И. Ульянова (Ленина), Санкт-Петербург, Россия

✉ boroda84@gmail.com

### Аннотация

**Введение.** При получении профиля земной поверхности методом дистанционного зондирования используется радиолокационный радиовысотомер (РВМ). При этом информационным параметром является зависимость мощности эхосигнала от времени, усредненная по совокупности серии зондирований. В частности, по характеристикам профиля мощности оцениваются параметры морской поверхности. Для расчета профиля мощности при наличии морского волнения требуются сведения о плотности распределения вероятности (ПРВ) аппликат морской поверхности. Существующие модели ПРВ аппликат (линейная модель, модель на основе усеченных рядов Грама–Шарлье, комбинированная модель) имеют известные недостатки, что приводит к ошибкам при оценке параметров морской поверхности по профилю мощности эхосигнала. В результате актуальной является задача поиска моделей ПРВ, обеспечивающих лучшие результаты определения профиля мощности. Одной из таких моделей, ранее не применявшихся в рассматриваемой задаче, является нелинейная модель Кримера.

**Цель работы.** Апробировать нелинейную модель Кримера для получения оценки ПРВ аппликат морской поверхности в задаче моделирования профиля мощности эхосигнала РВМ с учетом однозначной связи между статистическими параметрами ПРВ и скоростью ветра.

**Материалы и методы.** Для оценки ПРВ аппликат морской поверхности выполнено математическое моделирование в среде MatLab двумерной морской поверхности конечных размеров с пространственным спектром Эльфохейли для линейной модели и нелинейной модели Кримера. Получена зависимость профиля мощности эхосигнала РВМ от времени с учетом скорости ветра над морской поверхностью и параметров РВМ.

**Результаты.** Апробация нелинейной модели Кримера для получения оценки ПРВ аппликат морской поверхности при моделировании профиля мощности эхосигнала РВМ дала положительный результат. Установлено, что при небольших значениях скорости ветра (до 3 м/с) ПРВ аппликат морской поверхности, полученная по нелинейной модели Кримера, подчиняется гауссовскому закону. При больших скоростях ветра идентифицировать закон распределения не удалось, в связи с чем предложено использовать в качестве оценки ПРВ при расчетах выборочные гистограммы.

Результаты расчета показали, что для нелинейной модели увеличение длительности эхосигнала РВМ с возрастанием скорости ветра происходит медленнее, в среднем на 5.47 %, чем для линейной модели. Временной сдвиг переднего фронта эхосигнала для нелинейной модели относительно линейной из-за трансформации ПРВ может достигать 70 нс, что эквивалентно 10.5 м.

**Заключение.** Использование нелинейной модели Кримера в задаче моделирования профиля мощности эхосигнала РВМ при наличии морского волнения обеспечивает однозначную связь между статистическими параметрами ПРВ аппликат морской поверхности и скоростью ветра. Модель рекомендуется к использованию при формировании теоретического профиля мощности эхосигнала, используемого в качестве исходных данных при оценке информационных параметров эхосигнала РВМ на этапе дообработки.

**Ключевые слова:** плотность распределения вероятности, радиовысотомер, морская поверхность, нелинейная модель Кримера, форма эхосигнала

**Для цитирования:** Бородин М. А. Моделирование формы эхосигнала радиовысотомера // Изв. вузов России. Радиоэлектроника. 2022. Т. 25, № 4. С. 52–62. doi: 10.32603/1993-8985-2022-25-4-52-62

**Конфликт интересов.** Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Статья поступила в редакцию 26.12.2021; принята к публикации после рецензирования 05.05.2022;  
опубликована онлайн 28.09.2022

## Simulating the Profile of a Radio Altimeter Echo Signal

Mikhail A. Borodin

Saint Petersburg Electrotechnical University, St Petersburg, Russia

✉ boroda84@gmail.com

### Abstract

**Introduction.** Radio altimeters are used for remote monitoring of the Earth and sea surface based on the signal power profile, i.e. the dependence of echo signal power vs time, averaged over a set of sounding measurements. Calculation of the power profile in the presence of sea waves requires information about the probability distribution density (PDD) of sea surface applicates. The existing applicate PDD models (linear, Gram-Charlier, combined model) are characterized by certain drawbacks leading to errors in assessing sea surface parameters based on the signal power profile. In this work, the echo signal of a radio altimeter is simulated using the nonlinear Creamer model for calculating sea surface applicates.

**Aim.** To test the validity of the non-linear Creamer model for obtaining the PDD of sea surface applicates in the problem of simulating the power profile of a radio altimeter echo signal while providing an unambiguous relationship between the statistical parameters of PDD and wind speed.

**Materials and methods.** A two-dimensional sea surface of finite dimensions with an Elfahaily spatial spectrum was simulated in the MATLAB environment based on both linear and non-linear Creamer models.

**Results.** Under small wind speed values of up to 3 m/s, the PDD of sea surface applicates formed by the non-linear Creamer model obey the Gauss law. For the non-linear model, an increase in the duration of an radio altimeter echo signal along with an increase in the wind speed was shown to be 5.47 % slower on average compared to that for the linear model. The time shift of the leading edge of an echo signal for the nonlinear model relative to the linear model due to the PDD transformation may reach 70 ns, which is equivalent to 10.5 m. The conducted study confirmed the validity of the non-linear Creamer model for obtaining the PDD of sea surface applicates when simulating the power profile of a radio altimeter echo signal.

**Conclusion.** The non-linear Creamer model can be recommended for simulating an echo signal power profile for use as input data when estimating the parameters of a radio altimeter echo signal at the stage of post-processing.

**Keywords:** probability density distribution, radio altimeter, sea surface, non-linear Creamer model, echo signal profile

**For citation:** Borodin M. A. Simulating the Profile of a Radio Altimeter Echo Signal. Journal of the Russian Universities. Radioelectronics. 2022, vol. 25, no. 4, pp. 52–62. doi: 10.32603/1993-8985-2022-25-4-52-62

**Conflict of interest.** The author declares no conflicts of interest.

Submitted 26.12.2021; accepted 05.05.2022; published online 28.09.2022

**Введение.** В настоящее время космические аппараты (КА) оснащают радиолокационными радиовысотомерами (РВМ) для решения целого ряда задач дистанционного мониторинга поверхности Земли, в том числе экологических и океанографических. Информационным параметром РВМ является мощность эхосигнала, зависимость которой от времени, усредненную по совокупности серии зондирований, называют профилем мощности. Амплитуда профиля мощности эхосигнала обратно пропорциональна скорости ветра над водной поверхностью, а его форма содержит информацию о степени

взволнованности последней. Наклон переднего фронта профиля мощности и его ширина по половинному уровню от максимума определяют значимую высоту морской волны, пропорциональную балльности морского волнения [1], [2]. Известно, что при увеличении волнения морской поверхности длительность профиля мощности эхосигнала увеличивается [1–4].

Существующие модели профиля мощности эхосигнала РВМ [1–7] при вертикальном зондировании подстилающей морской поверхности в той или иной степени базируются на допущении, что искомый профиль мощности является

суперпозицией откликов независимых элементарных зеркальных отражателей в пределах области на поверхности, облученной антенной РВМ. Нестабильность траектории полета КА существенно не влияет на характер рассеяния радиоволн, поскольку из теории рассеяния радиоволн известно, что зеркальное отражение наблюдается при отклонении угла облучения от нормали до  $20^\circ$  [1, 2].

В общем случае профиль мощности эхосигнала определяется как параметрами РВМ, так и плотностью распределения вероятности (ПРВ) аппликат морской поверхности, что позволяет решать обратную задачу и восстанавливать параметры указанного распределения.

Профиль мощности эхосигнала как функция времени при наличии морского волнения определяется по формуле [4]

$$P_r(t) = \frac{c}{2} \int_{-\infty}^{\infty} W_z\left(\frac{cu}{2}\right) P_0(t-u) du, \quad (1)$$

где  $c$  – скорость света в вакууме;  $W_z$  – ПРВ аппликат морской поверхности;  $u = 2z/c$ ;  $P_0$  – профиль мощности эхосигнала для плоской поверхности (при отсутствии волнения), причем  $z$  – аппликата морской поверхности.

Из анализа (1) следует, что для расчета профиля мощности эхосигнала РВМ необходимо располагать сведениями о законе распределения аппликат морской поверхности.

Первоначально в научной литературе в качестве модели ПРВ аппликат морской поверхности использовалась линейная модель на основе распределения Гаусса [1–3], для которой установлена однозначная связь между статистическими параметрами ПРВ и скоростью ветра над морской поверхностью, определяющей балльность морского волнения, например по шкале Бофорта. Однако указанная модель позволяет получить лишь приближенное описание статистических параметров морской поверхности на коротком временном интервале при постоянной скорости ветра и не учитывает нелинейные эффекты, обусловленные взаимодействием гравитационных и гравитационно-капиллярных волн в пределах участка поверхности, облучаемого антенной РВМ.

Для учета межволновых взаимодействий в

задачах дистанционного мониторинга морской поверхности часто используют модель ПРВ аппликат морской поверхности, построенную на основе усеченных рядов Грама–Шарлье. Эта модель учитывает нелинейные эффекты в поле поверхностных волн, обусловленные слабыми межволновыми взаимодействиями [5–8].

Известными недостатками этой модели является наличие отрицательных значений на краевых участках ПРВ, а также ограничений на допустимые значения аппликат морской поверхности, в пределах которых ПРВ справедлива. Следствием указанных недостатков являются искажения формы профиля мощности эхосигнала РВМ, в частности, появление в нем отрицательных значений.

Для борьбы с искажениями профиля мощности эхосигнала РВМ используют комбинированную модель, которая является объединением модели Грама–Шарлье и модели Гаусса [5–7]. В рамках комбинированной модели оцениваются параметры специальной двухпараметрической функции, для того чтобы результирующая ПРВ была монотонна на стыке двух указанных моделей и не имела отрицательных значений в используемом диапазоне аппликат морской поверхности. Процедура подбора параметров неоднозначна, поэтому ПРВ аппликат морской поверхности может искажаться, что приводит к ошибке при оценках расстояния от КА до морской поверхности, а также параметров морского волнения.

Таким образом, задача получения корректной ПРВ аппликат морской поверхности до сих пор актуальна. Существует нелинейная модель Кримера, позволяющая моделировать реализации двумерной морской поверхности с учетом нелинейных эффектов при межволновом взаимодействии [9, 10]. Однако апробация данной модели в задаче моделирования формы эхосигнала РВМ ранее не выполнялась.

Целью настоящей статьи является апробация нелинейной модели Кримера для получения оценки ПРВ аппликат морской поверхности в задаче моделирования профиля мощности эхосигнала РВМ.

#### **Моделирование морской поверхности.**

Для математического моделирования профиля морской поверхности, как одномерного, так и

двумерного, используют линейные и нелинейные модели. Согласно линейной модели морская поверхность представляется набором пространственных волн (гармоник), каждая из которых распространяется независимо от других [11, 12]. Амплитуда каждой пространственной гармоник является независимой гауссовской случайной величиной с дисперсией, определяемой пространственным спектром морского волнения.

Пространственный спектр морского волнения определяется как [9]

$$P(K, \varphi) = S(K)B(K, \varphi), \quad (2)$$

где  $K$  – пространственное волновое число;  $\varphi$  – азимутальный угол между направлением ветра и направлением движения морской волны;  $S(K)$  и  $B(K, \varphi)$  – радиальный и угловой спектры морского волнения соответственно.

Существуют различные модели пространственного спектра морского волнения [9–11]. Для решения задач рассеяния радиоволн на морской поверхности часто используют модель пространственного спектра морского волнения Эльфохейли [10], поскольку она позволяет с большей достоверностью моделировать капиллярные морские волны.

Радиальный спектр морского волнения Эльфохейли определяется по формуле [9, 10]

$$S(K) = \frac{\exp[-5a_1^2/(4K^2)]}{2K^3 v_\phi} \times \\ \times [W_{\text{гр}}(K) + W_{\text{к}}(K)] b^{\exp[-a_2(K)]},$$

где  $a_1 = \Omega^2 g / v_{\text{в}10}^2$ ;  $v_\phi$  – фазовая скорость морских волн;  $W_{\text{гр}}(K)$  и  $W_{\text{к}}(K)$  – функции, описывающие гравитационную и капиллярную области соответственно;

$$b = \begin{cases} 1.7, & 0.84 < \Omega \leq 1; \\ 1.7 + 6 \lg \Omega, & 1 < \Omega \leq 5; \end{cases} \\ a_2(K) = (\sqrt{K/a_1} - 1)^2 / (2\delta_3^2),$$

причем

$$\Omega = 0.84 \left\{ \lg \left[ \left( \frac{R_x}{2.2 \cdot 10^4} \right)^{0.4} \right] \right\}^{-0.75};$$

$g = 9.807 \text{ м/с}^2$  – гравитационная постоянная;  $v_{\text{в}10}$  – скорость ветра на высоте 10 м над уровнем моря;  $\delta_3 = 0.08(1 + 4/\Omega^3)$ ;  $R_x$  – длина разгона ветровых волн.

Функции  $W_{\text{гр}}(K)$  и  $W_{\text{к}}(K)$  рассчитываются по следующим формулам [9]:

$$W_{\text{гр}}(K) = \frac{6 \cdot 10^{-3} v_{\text{в}10}}{\sqrt{\Omega}} \exp \left[ -\frac{\Omega}{\sqrt{10}} \left( \sqrt{\frac{K}{a_1}} - 1 \right) \right];$$

$$W_{\text{к}}(K) = \alpha_{\text{к}} v_{\phi \min} \exp \left[ -\frac{1}{4} \left( \frac{K}{K_{\min}} - 1 \right)^2 \right],$$

где

$$\alpha_{\text{к}} = \begin{cases} 10^{-2} [1 + \ln(v_{\text{в}0}/v_{\phi \min})], & v_{\text{в}0} \leq v_{\phi \min}; \\ 10^{-2} [1 + 3 \ln(v_{\text{в}0}/v_{\phi \min})], & v_{\text{в}0} > v_{\phi \min}; \end{cases}$$

$v_{\phi \min} = 0.23 \text{ м/с}$ ;  $K_{\min} = 363 \text{ рад/м}$ , причем  $v_{\text{в}0}$  – скорость трения ветра.

Фазовая скорость морских волн определяется следующим образом [9]:

$$v_\phi = \sqrt{\left( \frac{g}{K} + \frac{\sigma_{\text{в}} K}{\rho_{\text{в}}} \right) \text{tg}(KD_{\text{в}})},$$

где  $\sigma_{\text{в}} = 74.34 \cdot 10^{-3} \text{ Н/м}$  – поверхностное натяжение на границе раздела сред "воздух – морская вода";  $\rho_{\text{в}} = 10^3 \text{ кг/м}^3$  – плотность воды;  $D_{\text{в}}$  – глубина моря.

Угловой спектр морского волнения определяется по формуле [9, 10]

$$B(K, \varphi) = \frac{1}{2\pi} [1 + \Delta(K) \cos(2\varphi)],$$

где

$$\Delta(K) = \\ = \text{tg} \left[ a_3 + 4 \left( \frac{v_\phi}{v_{\text{в} \max}} \right)^{2.5} + a_4 \left( \frac{v_{\phi \min}}{v_\phi} \right)^{2.5} \right],$$

причем  $a_3 = 0.173$ ;  $v_{\text{в} \max}$  – фазовая скорость в точке максимума радиального спектра морского волнения;  $a_4 = 0.13(v_{\text{в}0}/v_{\phi \min})$ .

**Использование линейной модели.** Согласно линейной модели расчет реализации случайной двумерной морской поверхности  $z(x, y)$ , соответствующей моменту времени  $t$ , проводят в 2 этапа. На первом этапе вычисляют амплитуду каждой пространственной гармоника [12]:

$$A(K, t) = \sqrt{\Pi(K, \varphi) \Delta K_x \Delta K_y} \times \\ \times \left[ \gamma(K_x, K_y) e^{i\omega_b(K)t} + \gamma^*(K_x, K_y) e^{-i\omega_b(K)t} \right], \quad (3)$$

где  $K = \sqrt{K_x^2 + K_y^2}$ ;  $\varphi = \arctg(K_y/K_x)$ ;  $K_x$  и  $K_y$  – пространственные волновые числа по осям  $x$  и  $y$  соответственно;  $\Delta K_x$  и  $\Delta K_y$  – шаги дискретизации пространственных волновых чисел  $K_x$  и  $K_y$  соответственно;  $\gamma$  – случайное комплексное число, вещественная и мнимая части которого имеют гауссовскую ПРВ с нулевым математическим ожиданием и единичной дисперсией;  $\omega_b$  – круговая частота морской волны;  $*$  – символ комплексного сопряжения.

Круговая частота волны и пространственное волновое число  $K$  связаны между собой соотношением [11]

$$\omega_b(K) = \sqrt{gK \left( 1 + \frac{\sigma_b}{\rho_b g} K^2 \right)} \operatorname{tg}(KD_b). \quad (4)$$

На втором этапе вычисляют аппликату морской поверхности  $z(x, y)$  с помощью обратного преобразования Фурье [12, 13]:

$$z(x, y, t) = \operatorname{Re} \sum_{K_x} \sum_{K_y} A(K_x, K_y, t) \exp[i(K_x x + K_y y)]. \quad (5)$$

**Использование нелинейной модели.** В качестве нелинейной модели морской поверхности выбрана модель Кримера, которая в отличие от других моделей позволяет учитывать изменения аппликат морской поверхности при межволновом взаимодействии, приводящие к изменению формы ПРВ [8, 12–14].

Расчет аппликаты морской поверхности  $z_1(x, y)$  согласно нелинейной модели Кримера является более затратным с точки зрения объе-

ма вычислений. Аппликаты нелинейной морской поверхности определяются через двумерное преобразование Фурье [12, 13] по формуле (5), при этом вместо  $A(K_x, K_y, t)$  подставляют величину

$$C(K_x, K_y, t) = \frac{1}{N} \sum_x \sum_y \frac{Nom}{K} \exp[-i(K_x x + K_y y)], \quad (6)$$

где  $N$  – совокупное число точек в моделируемой двумерной поверхности;

$Nom = \exp\{i[K_x h_x(x, y, t) + K_y h_y(x, y, t)]\} - 1$ , причем

$$h_x(x, y, t) = \operatorname{Re} \sum_{K_x} \sum_{K_y} \left\{ \left( -i \frac{K_x}{K} \right) A(K_x, K_y, t) \times \right. \\ \left. \times \exp[i(K_x x + K_y y)] \right\}; \quad (7)$$

$$h_y(x, y, t) = \operatorname{Re} \sum_{K_x} \sum_{K_y} \left\{ \left( -i \frac{K_y}{K} \right) A(K_x, K_y, t) \times \right. \\ \left. \times \exp[i(K_x x + K_y y)] \right\}. \quad (8)$$

Особенности моделирования морской поверхности конечных размеров и выбора ее параметров изложены в [8–11]. Для линейной и нелинейной моделей морской поверхности из анализа (2)–(8) следует однозначность связи между статистическими параметрами ПРВ аппликат морской поверхности и скоростью ветра. В [9] приведена зависимость среднеквадратического отклонения аппликат морской поверхности от скорости ветра.

**Моделирование ПРВ аппликат морской поверхности.** Для получения ПРВ аппликат морской поверхности выполнено математическое моделирование с использованием линейной модели и нелинейной модели Кримера при следующих параметрах: скорость ветра на высоте 19.5 м – 4...8 м/с с шагом 2 м/с, количество временных реализаций для каждой скорости ветра – 50. Скорость ветра на высоте 19.5 м пересчитана на высоту 10 м по формулам из [9]. Далее при описании полученных результатов значение высоты опускается.

При вертикальном облучении морской поверхности антенной РВМ наибольший вклад в отраженный эхосигнал вносит зона, радиус которой определяют следующим образом [15]:

$$r_0 = \sqrt{2Hc\tau_{\text{и}}},$$

где  $H$  – высота полета РВМ;  $c$  – скорость света в вакууме;  $\tau_{\text{и}}$  – длительность излучаемого импульса.

При  $H = 1000$  км и  $\tau_{\text{и}} = 3$  нс радиус зоны  $r_0 = 1342$  м. При моделировании для удобства генерировалась двумерная морская поверхность квадратной формы с размером стороны 2684 м, что соответствует  $2r_0$ . Шаг

изменения по координатам  $x$  и  $y$  морской поверхности выбран одинаковым и равным  $\Delta x = \Delta y = 0.1$  м.

Моделирование морской поверхности выполнено на персональном компьютере с процессором Intel Core i5-7400 с тактовой частотой 3 ГГц и размером ОЗУ 8 Гбайт. Расчет одной реализации морской поверхности для линейной модели выполнялся в среде MatLab за 3 мин, а для нелинейной – за 15 мин.

На рис. 1–3 представлены результаты моделирования морской поверхности, полученные при скорости ветра 4 м/с для момента времени  $t = 0$ . На рис. 1 и 2 показаны фрагменты двумерной морской поверхности размером

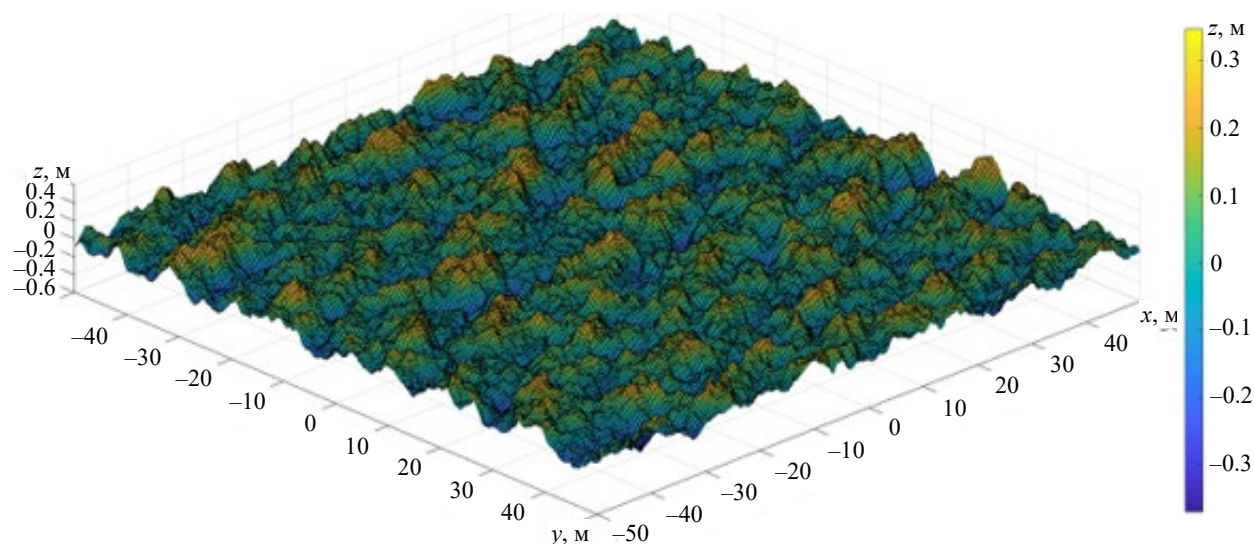


Рис. 1. Реализация двумерной морской поверхности по линейной модели  
Fig. 1. Simulation of a two-dimensional sea surface using the linear Creamer model

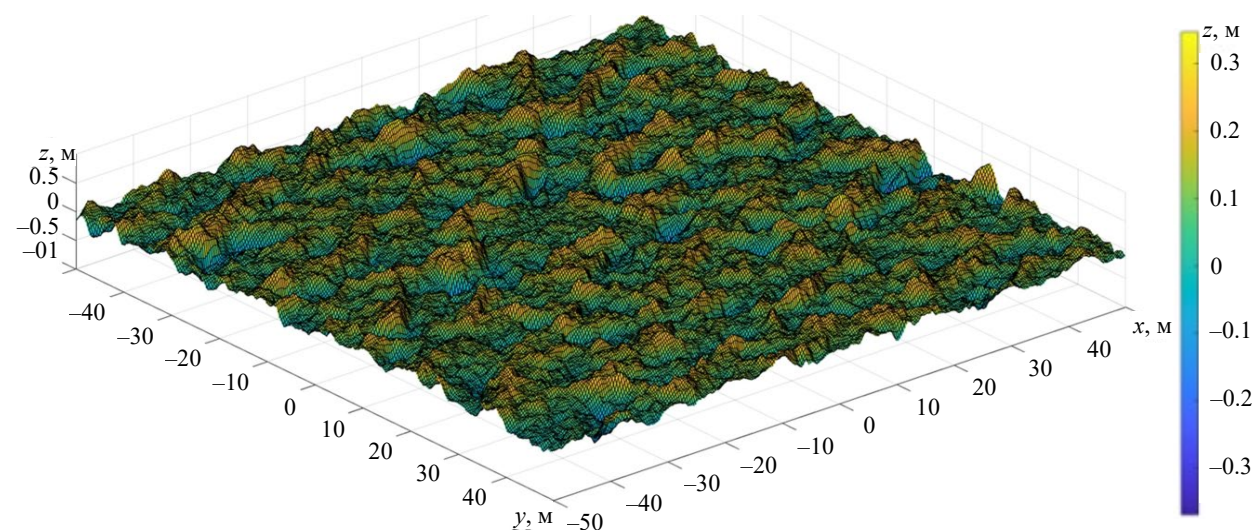


Рис. 2. Реализация двумерной морской поверхности по нелинейной модели  
Fig. 2. Simulation of a two-dimensional sea surface using the non-linear Creamer model



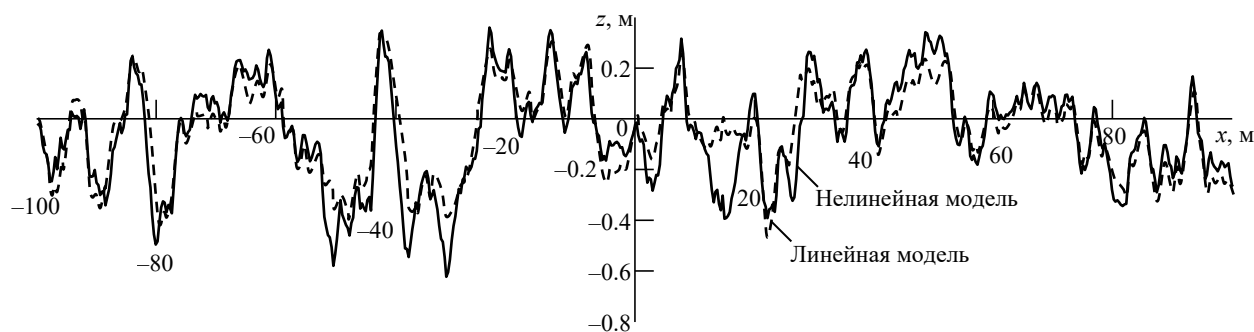


Рис. 3. Одномерное сечение морской поверхности, полученной по линейной и нелинейной моделям

Fig. 3. One-dimensional sea surface profile produced by linear and non-linear models

50 × 50 м. Рис. 1 получен в рамках линейной модели, рис. 2 – нелинейной. Цветовая палитра отображает соответствие между значением аппликаты морской поверхности и цветом из палитры. На рис. 3 показано одномерное сечение фрагмента морской поверхности для линейной и нелинейной моделей при  $y = 0$ .

После генерации заданного числа реализаций морской поверхности по нелинейной модели Кримера выполнялся расчет гистограмм по совокупности полученных значений аппликаты морской поверхности. Далее на основании полученных гистограмм идентифицировался закон распределения. При этом использовался критерий согласия Пирсона  $\chi^2$  с уровнем значимости 0.05.

Установлено, что для значений скорости ветра менее 3 м/с ПРВ подчиняется гауссовскому закону. При больших значениях скорости установить принадлежность к известным законам распределения вероятности не удалось, поэтому для расчетов в качестве оценок ПРВ были использованы выборочные гистограммы.

На рис. 4 показаны оценки ПРВ аппликаты морской поверхности для нелинейной модели, полученные в результате математического моделирования. Оценки ПРВ сформированы как средние значения в пределах заданного интервала усреднения по оси абсцисс. Следует отметить, что в отличие от модели Грама–Шарлье оценка ПРВ аппликаты морской поверхности не содержит отрицательных значений и не нуждается в дополнительной фильтрации для их устранения.

На основании полученных оценок ПРВ можно сделать вывод, что при увеличении скорости ветра растет дисперсия аппликаты морской поверхности, а математическое ожидание

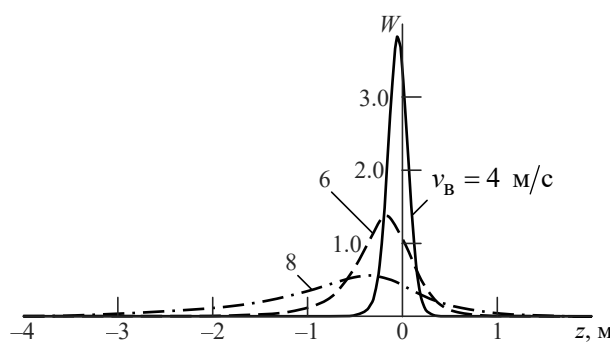


Рис. 4. Плотность распределения вероятностей аппликаты морской поверхности по нелинейной модели при разных скоростях ветра

Fig. 4. Probability density distribution of sea surface appulates produced by the non-linear model at different wind speeds

и коэффициент асимметрии уменьшаются. Изменения коэффициента эксцесса носят нелинейный характер с трендом к увеличению и лежат в области положительных значений. Такая трансформация ПРВ объясняется тем, что при повышении скорости ветра увеличивается нелинейное межволновое взаимодействие, приводящее к "обострению" и росту высоты гребней морской поверхности.

Полученная зависимость статистических моментов распределения аппликаты морской поверхности от скорости ветра качественно согласуется с результатами теоретических исследований [8].

**Моделирование профиля мощности эхосигнала РВМ.** В [4] показано, что для узких диаграмм направленности (ДН) антенны РВМ с шириной по уровню половинной мощности  $\theta_0 \leq 1^\circ$  и малых отклонений ДН от вертикали  $\xi < \theta_0/6$  при отсутствии морского волнения для расчета профиля эхосигнала РВМ удобно использовать следующую модель:

$$P_0(t) = A_1 \left( 2F \left[ 2\sqrt{\beta} \left( t - \frac{\alpha\eta}{4\beta} \right) \right] \exp \left[ -\alpha\eta \left( t - \frac{\alpha\eta}{8\beta} \right) \right] - F \left[ 2\sqrt{\beta} \left( t - \frac{\alpha}{4\beta} \right) \right] \exp \left[ -\alpha \left( t - \frac{\alpha}{8\beta} \right) \right] \right), \quad (9)$$

где  $A_1$  – масштабный коэффициент;  $F$  – интеграл вероятности;  $\beta$ ,  $\alpha$ ,  $\eta$  – вспомогательные параметры.

Вспомогательные параметры определяются следующим образом [4]:

$$\begin{aligned} \beta &= (2 \ln 2) / \Delta_0^2, \\ \alpha &= (8 \ln 2) c / (\theta_0^2 H), \\ \eta &= 1 - 4 \ln 2 (\xi^2 / \theta_0^2), \end{aligned}$$

где  $\Delta_0$  – длительность зондирующего импульса гауссовской формы по уровню 0.707;  $\theta_0$  – ширина гауссовской ДН по уровню 0.707;  $\xi$  – угловое отклонение луча антенны РВМ от нормали к облучаемой поверхности.

С учетом полученной в результате моделирования экспериментальной оценки ПРВ аппликат морского волнения, используя (1) и (9), определен профиль мощности эхосигнала РВМ при наличии морского волнения. При моделировании приняты следующие значения параметров:  $\Delta_0 = 3$  нс;  $H = 1000$  км;  $\theta_0 = 0.6^\circ$ ;  $\xi = 0^\circ$ .

На рис. 5 приведены нормированные зависимости мощности эхосигнала от времени. Нормировка проведена отдельно для линейной и нелинейной моделей на максимальные значения профиля мощности эхосигнала при скорости ветра 4 м/с.

При анализе результатов моделирования линейная модель морской поверхности с гаус-

совской ПРВ ее аппликат использована в качестве референсной, поскольку для нее известны параметры профиля мощности эхосигнала РВМ, включая ширину профиля мощности и его временную задержку относительно момента времени  $2H/c$ . Погрешности оценки времени запаздывания и значимой высоты морской волны РВМ при использовании линейной модели представлены в [4].

Из анализа рис. 5 следует, что при увеличении морского волнения трансформация ПРВ аппликат морского волнения приводит к изменению формы переднего фронта эхосигнала РВМ, а также к уменьшению его амплитуды.

Модельный профиль эхосигнала РВМ используют при оценке информативных параметров (например, времени запаздывания и значимой высоты морской волны) на этапе дообработки [4]. Оценки получают в результате статистической подгонки параметров модельного профиля эхосигналов РВМ по критерию достижения его максимального сходства с последовательностью наблюдаемых отсчетов эхосигналов методом максимального правдоподобия [4]. Следовательно, изменения формы модельного профиля мощности эхосигнала РВМ, обусловленные использованием модели ПРВ аппликат морской поверхности, некорректно описывающей физические процессы взаимодействия морских волн, приводят к ошибкам при оценке указанных информационных параметров.

В качестве примера на рис. 6 показаны нормированные на максимальное значение зависимости мощности эхосигнала от времени для скорости ветра 4 м/с. Профили мощности эхосигнала по линейной и нелинейной моделям на рис. 6 сдвинуты по оси абсцисс таким образом, чтобы они пересекались в точке с координатами (0; 0.5).

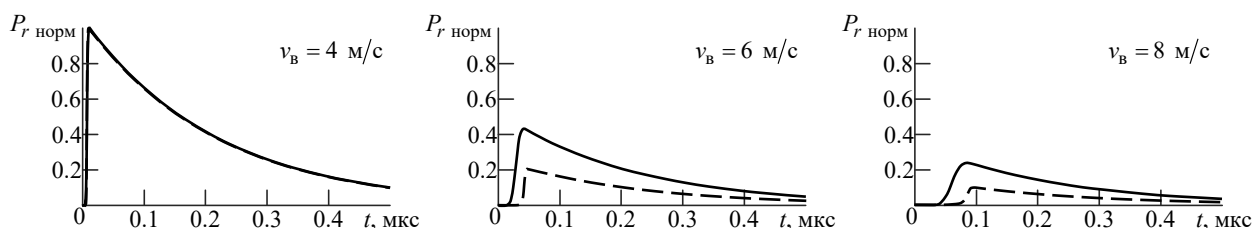


Рис. 5. Нормированные зависимости мощности эхосигнала от времени при разных скоростях ветра. Сплошные линии – для линейной модели; штриховые линии – для нелинейной модели

Fig. 5. Normalized power echo signal dependence vs time at different wind speeds. Solid line – the linear model; dashed line – the non-linear model



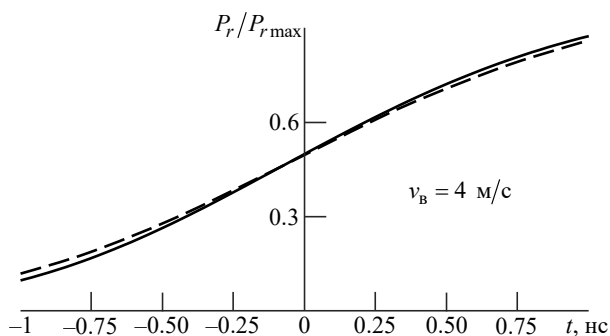


Рис. 6. Нормированные зависимости мощности эхосигнала от времени. Сплошная линия – линейная модель; штриховая линия – нелинейная модель

Fig. 6. Dependences of the normalized power echo signals vs time. Solid line – the linear model; dashed line – the non-linear model

При использовании нелинейной модели крутизна переднего фронта профиля эхосигнала РВМ уменьшается, что приводит к увеличению погрешности оценки времени запаздывания эхосигнала при использовании различных алгоритмов оценки, таких, как пороговый алгоритм и метод максимального правдоподобия в сочетании с статистической подгонкой.

Кроме разной крутизны переднего фронта профиля эхосигнала РВМ для линейной и нелинейной моделей также наблюдается различная ширина профиля мощности и его временной сдвиг относительно момента времени  $2H/c$ .

Выполнена оценка ширины профиля мощности эхосигнала РВМ по уровню 0.5 от максимума  $\Delta t$ , а также оценка временного сдвига между профилями мощности эхосигнала  $\Delta t$ , полученными по линейной и нелинейной моделям морской поверхности для скоростей вет-

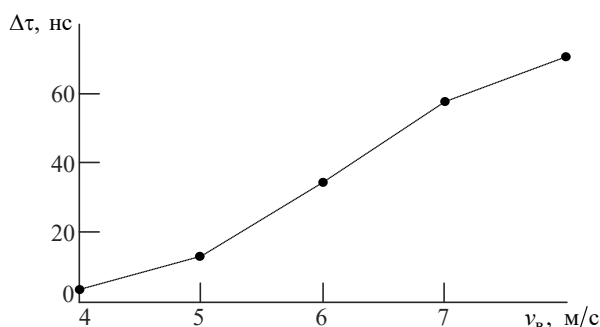


Рис. 7. Зависимость задержки между профилями мощности эхосигналов РВМ, полученными по линейной и нелинейной моделям морской поверхности, от скорости ветра

Fig. 7. Dependence of the delay between the power profiles of echo signals obtained by the linear and non-linear sea surface models vs wind speed

ра в диапазоне от 4 до 8 м/с с шагом 1 м/с. Для оценки временного сдвига использованы точки на переднем фронте эхосигналов по уровню 0.5 от максимума. Результаты оценок приведены на рис. 7 и 8, где маркерами обозначены точки, в которых выполнен расчет (соединительные линии имеют иллюстративное значение).

Временной сдвиг переднего фронта эхосигнала для нелинейной модели относительно линейной, возникающий из-за изменения ПРВ, возрастает при увеличении скорости ветра и может достигать 70 нс, что эквивалентно 10.5 м. Для нелинейной модели рост ширины эхосигнала РВМ происходит медленнее, в среднем на 5.47 %, чем для линейной модели.

Результаты моделирования показали, что временной сдвиг профиля мощности эхосигнала относительно момента времени  $2H/c$  для нелинейной модели может существенно превышать сдвиг для линейной модели. Ширина профиля мощности эхосигналов РВМ для нелинейной модели не превышает ширину для линейной модели. Этот факт необходимо учитывать при установке размеров следающего окна для работы РВМ в режиме слежения за временным положением принимаемых эхосигналов.

**Закключение.** Выполнено математическое моделирование ПРВ аппликат морской поверхности для нелинейной модели Кримера при наличии морского волнения. Установлено, что при значениях скорости ветра до 3 м/с ПРВ аппликат морской поверхности, получаемая по нелинейной модели, подчиняется гауссовскому закону. Идентифицировать закон распределе-

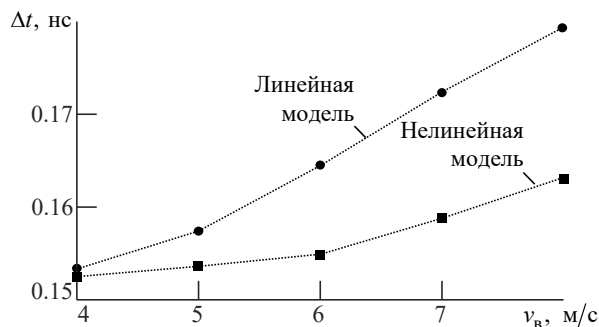


Рис. 8. Зависимость ширины профиля мощности эхосигнала РВМ от скорости ветра для линейной и нелинейной моделей морской поверхности

Fig. 8. Dependence of the width of the echo signal power profiles obtained by the linear and non-linear sea surface models vs wind speed

ния для больших значений скорости ветра не удалось, поэтому при расчетах в качестве оценки искомой ПРВ использованы выборочные гистограммы.

Выполнен расчет профиля мощности эхосигнала РВМ для нелинейной модели при использовании полученных оценок ПРВ аппликат морской поверхности, а также для линейной модели морской поверхности, данные от которой использованы в качестве референсных. Результаты расчетов позволяют сделать вывод о корректности использования нелинейной модели.

Таким образом, апробация нелинейной модели Кримера для получения оценки ПРВ ап-

пликат морской поверхности в задаче моделирования профиля мощности эхосигнала РВМ дала положительный результат.

Использование нелинейной модели Кримера для моделирования профиля мощности эхосигнала РВМ при наличии морского волнения обеспечивает однозначную связь между статистическими параметрами ПРВ аппликат морской поверхности и скоростью ветра. Модель рекомендуется использовать для формирования исходных данных при оценке информационных параметров эхосигнала РВМ на этапе дообработки.

### Список литературы

1. Brown G. S. The average impulse response of a rough surface and its applications // IEEE Trans. on Ant. and Prop. 1977. Vol. AP-25, iss. 1. P. 67–74. doi: 10.1109/TAP.1977.1141536
2. Hayne G. S. Radar altimeter mean return waveform from near-normal-incidence ocean surface scattering // IEEE Trans. on Ant. and Prop. 1980. Vol. AP-28, iss. 5. P. 687–692. doi: 10.1109/TAP.1980.1142398
3. Эхосигнал спутникового высотомера с учетом доплеровского рассеяния / Д. С. Боровицкий, А. Е. Жестерев, В. П. Ипатов, Р. М. Мамчур // Изв. вузов России. Радиоэлектроника. 2017. № 3. С. 46–52.
4. Оценка параметров эхосигнала спутникового высотомера методами статистической подгонки на стадии дообработки / Д. С. Боровицкий, А. Е. Жестерев, В. П. Ипатов, Р. М. Мамчур // Изв. вузов России. Радиоэлектроника. 2019. Т. 22, № 1. С. 5–16. doi: 10.32603/1993-8985-2019-22-1-5-16
5. Показеев К. В., Запечалов А. С., Пустовойтенко В. В. Моделирование формы отраженного импульса радиоальтиметра // ВМУ. Сер. 3. Физика земли, атмосферы, гидросферы. 2013. № 5. С. 80–85. doi: 10.3103/S0027134913050135
6. Запечалов А. С. К расчету формы импульса радиоальтиметра, отраженного от морской поверхности // Журн. радиоэлектроники. 2016. № 11. 14 с.
7. Запечалов А. С., Пустовойтенко В. В. Влияние нелинейности морских волн на результаты радиоальтиметрических измерений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10, № 1. С. 34–48.
8. Nouguier F., Guerin C. A., Chapron B. Choppy wave model for nonlinear gravity waves // J. of Geophysical Research. 2009. Vol. 114, iss. C9. 16 p. doi: 10.1029/2008JC004984
9. Bourlier C., Saillard J., Berginc G. Intrinsic infrared radiation of the sea surface // Progress in electromagnetics research. 2000. Vol. 27. P. 185–335. doi: 10.2528/PIER99080103
10. A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves / T. Elfouhaily, B. Chapron, K. Katsaros, D. Vandemark // J. of Geophysical Research. 1997. Vol. 102, iss. C7. P. 15781–15796. doi: 10.1029/97JC00467
11. Johnson J. T., Toporkov J., Brown G. A Numerical study of backscattering from time-evolving sea surfaces: comparison of hydrodynamic models // IEEE Trans. On GeoScience and Remote Sensing. 2001. Vol. 39, iss. 11. P. 2411–2420. doi: 10.1109/36.964977
12. Sun R.-Q., Zhang M., Wang C. Scattering Analysis for Ship Kelvin Waves on Two-Dimensional Linear and Non-Linear Sea Surfaces // Progress in Electromagnetic Research B. 2013. Vol. 52. P. 405–423. doi: 10.2528/PIERB13041807
13. Time-varying ocean-like surface scattering at grazing incidence: numerical analysis of doppler spectrum HF/VHF/UHF Bands / Y. Hou, B. Wen, C. Wang, Y. Yang // Intern. J. of Ant. and Prop. 2019. Vol. 2019. 15 p. doi: 10.1155/2019/5363264
14. Improved linear representation of ocean surface waves / D. Creamer, F. Henyey, R. Schult, J. Wright // J. of Fluid Mechanics. 1989. Vol. 205. P. 135–161. doi: 10.1017/S0022112089001977
15. Satellite Altimetry / D. B. Chelton, J. C. Ries, B. J. Haines, L.-L. Fu, P. S. Callahan. San Diego: Academic Press, 2001. 132 p. URL: [https://www.researchgate.net/publication/281019054\\_Satellite\\_altimetry](https://www.researchgate.net/publication/281019054_Satellite_altimetry) (дата обращения 01.06.2022)

### Информация об авторе

**Бородин Михаил Анатольевич** – кандидат технических наук (2011), доцент кафедры радиотехнических систем Санкт-Петербургского государственного электротехнического университета "ЛЭТИ" им. В. И. Ульянова (Ленина). Автор 30 научных работ. Сфера интересов – радиолокация, распространение и

рассеяние радиоволн, радиотехнические системы мониторинга окружающей среды.

Адрес: Санкт-Петербургский государственный электротехнический университет "ЛЭТИ" им. В. И. Ульянова (Ленина), ул. Проф. Попова, д. 5 Ф, Санкт-Петербург, 197022, Россия

E-mail: boroda84@gmail.com

<http://orcid.org/0000-0002-5237-9118>

## References

1. Brown G. S. The Average Impulse Response of a Rough Surface and Its Applications. IEEE Trans. on Ant. and Prop. 1977, vol. AP-25, iss. 1, pp. 67–74. doi: 10.1109/TAP.1977.1141536
2. Hayne G. S. Radar Altimeter Mean Return Waveform from Near-Normal-Incidence Ocean Surface Scattering. IEEE Trans. on Ant. and Prop. 1980, vol. AP-28, iss. 5, pp. 687–692. doi: 10.1109/TAP.1980.1142398
3. Borovitsky D. S., Zhesterev A. E., Ipatov V. P., Mamchur R. M. The Space-Based Altimeter Echo-Signal when Doppler Scattering is taken Into Account. J. of the Russian Universities. Radioelectronics. 2017, no. 3, pp. 46–52. (In Russ.)
4. Borovitsky D. S., Zhesterev A. E., Ipatov V. P., Mamchur R. M. Estimation of Satellite Altimeter Echo-Signal Parameters by Statistical Fitting Methods in the Course of Retracking. J. of the Russian Universities. Radioelectronics. 2019, vol. 22, no. 1, pp. 5–16. doi: 10.32603/1993-8985-2019-22-1-5-16 (In Russ.)
5. Pokazeev K. V., Zapevalov A. S., Pustovoytenko V. V. The Simulation of a Radar Altimeter Return Waveform. Moscow University Physics Bulletin. 2013, no. 5, pp. 420–425.
6. Zapevalov A. S. Calculation of Return Radioaltimeter Waveform, Reflected From the Sea Surface. J. of Radio Electronics. 2016, no. 11, 14 p. (In Russ.)
7. Zapevalov A. S., Pustovoytenko V. V. Influence of Non-Linearity of Sea Waves on the Results of Radio Altimeter Measurements. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2013, vol. 10, no. 1, pp. 34–48. (In Russ.)
8. Nouguier F., Guerin C-A., Chapron B. Choppy Wave Model for Nonlinear Gravity Waves. J. of Geophysical Research. 2009, vol. 114, iss. C9, 16 p. doi: 10.1029/2008JC004984
9. Bourlier C., Saillard J., Berginc G. Intrinsic Infrared Radiation of the Sea Surface. Progress in Electromagnetics Research. 2000, vol. 27, pp. 185–335. doi: 10.2528/PIER99080103
10. Elfouhaily T., Chapron B., Katsaros K., Vandemark D. A Unified Directional Spectrum for Long and Short Wind-Driven Waves. J. of Geophysical Research. 1997, vol. 102, iss. C7, pp. 15781–15796. doi: 10.1029/97JC00467
11. Johnson J. T., Toporkov J., Brown G. A Numerical Study of Backscattering from Time-Evolving Sea Surfaces: Comparison of Hydrodynamic Models. IEEE Trans. On GeoScience and Remote Sensing. 2001, vol. 39, iss. 11, pp. 2411–2420. doi: 10.1109/36.964977
12. Sun R.-Q., Zhang M., Wang C. Scattering Analysis for Ship Kelvin Waves on Two-Dimensional Linear and Non-Linear Sea Surfaces. Progress in Electromagnetic Research B. 2013, vol. 52, pp. 405–423. doi: 10.2528/PIERB13041807
13. Hou Y., Wen B., Wang C., Yang Y. Time-Varying Ocean-Like Surface Scattering at Grazing Incidence: Numerical Analysis of Doppler Spectrum HF/VHF/UHF Bands. Intern. J. of Ant. and Prop. 2019, vol. 2019, 15 p. doi: 10.1155/2019/5363264
14. Creamer D., Henyey F., Schult R., Wright J. Improved Linear Representation of Ocean Surface Waves. J. of Fluid Mechanics. 1989, vol. 205, pp. 135–161. doi: 10.1017/S0022112089001977
15. Chelton D. B., Ries J. C., Haines B. J., Fu L.-L., Callahan P. S. Satellite Altimetry. San Diego, Academic Press, 2001, 132 p. Available at: [https://www.researchgate.net/publication/281019054\\_Satellite\\_altimetry](https://www.researchgate.net/publication/281019054_Satellite_altimetry) (accessed 01.06.2022)

## Information about the author

**Mikhail A. Borodin**, Cand. Sci. (Eng.) (2011), assistant professor of the Department of Radio Engineering System of Saint Petersburg Electrotechnical University. The author of 30 scientific publications. Area of expertise: radiolocation, propagation and scattering of radio waves, radio engineering system for ecology monitoring.

Address: Saint Petersburg Electrotechnical University, 5 F, Professor Popov St., St Petersburg 197022, Russia

E-mail: boroda84@gmail.com

<http://orcid.org/0000-0002-5237-9118>