

Теоретические расчеты эксцесса возвышений морской поверхности

А. В. Гармашов, А. С. Запевалов *

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

** e-mail: sevzepter@mail.ru*

Аннотация

Эксцесс возвышений морской поверхности является предиктором возникновения аномально высоких волн. В работе верифицируются полученные для волнового спектра *JONSWAP* зависимости эксцесса от крутизны ε и от обратного возраста волн ζ . Для верификации используются данные прямых волновых измерений, проведенных со стационарной океанографической платформы, установленной в прибрежной зоне Черного моря. Показано, что в реальном поле морских волн эксцесс λ_4^E изменяется в значительно более широких пределах, чем предсказывается обеими модельными зависимостями. Коэффициент корреляции между λ_4^E и ε равен 0.06, между λ_4^E и ζ – 0.05. Модельная зависимость обратного возраста волн λ_4^E от крутизны ε близка к линейной регрессии, построенной для ветровых волн, то есть позволяет описать только его средние изменения. Модельная зависимость эксцесса от обратного возраста волн завышает его средние значения приблизительно на 0.1, причем завышение зависит от ζ . Таким образом, построенные на основе спектра *JONSWAP* зависимости эксцесса возвышений морской поверхности от крутизны волн и обратного возраста волн не позволяют описать весь диапазон изменчивости эксцесса в реальном волновом поле. Аномальные волны наблюдаются в море при превышении λ_4^E порогового уровня 0.6–0.7, тогда как максимальные модельные значения эксцесса при предельной крутизне волны Стокса не превышают уровень 0.3.

Ключевые слова: моделирование ветровых волн, эксцесс, спектр поверхностных волн, крутизна волн, обратный возраст волн, Черное море, спектр *JONSWAP*, аномальные волны

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ по теме FNNN-2024-0001 «Фундаментальные исследования процессов, определяющих потоки вещества и энергии в морской среде и на ее границах, состояние и эволюцию физической и биогеохимической структуры морских систем в современных условиях» и FNNN-2024-0014 «Фундаментальные исследования процессов взаимодействия в системе океан-атмосфера, формирующих изменчивость физического состояния морской среды на различных пространственно-временных масштабах».

© Гармашов А. В., Запевалов А. С., 2025



Контент доступен по лицензии Creative Commons Attribution-Non Commercial 4.0 International (CC BY-NC 4.0)

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-Non Commercial 4.0 International (CC BY-NC 4.0) License

Для цитирования: Гармашов А. В., Запёвалов А. С. Теоретические расчеты эксцесса возвышений морской поверхности // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2025. № 4. С. 64–75. EDN VCOCEY.

Theoretical Calculations of Sea Surface Elevation Excess Kurtosis

A. V. Garmashov, A. S. Zapevalov *

Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol, Russia

* e-mail: sevzepter@mail.ru

Abstract

The excess kurtosis of sea surface elevation is a predictor of rogue waves. This paper verifies the dependencies of excess kurtosis on wave steepness ε and inverse wave age ζ , obtained for the JONSWAP wave spectrum. For verification, the paper uses data from *in situ* wave measurements conducted from a stationary oceanographic platform located in the coastal zone of the Black Sea. It is shown that in a real sea wave field, the excess kurtosis changes within significantly wider limits than those described by both model dependencies. The correlation coefficient between λ_4^E and ε is 0.06, and between λ_4^E and ζ is 0.05. The model dependence of λ_4^E on steepness ε is close to the linear regression constructed for wind waves, i. e., it allows describing only its average changes. The model dependence of excess kurtosis on inverse wave age overestimates its average values; the overestimation is approximately 0.1 and depends on ζ . Thus, the dependencies of the excess kurtosis of sea surface elevation on wave steepness and inverse wave age, constructed on the basis of the JONSWAP spectrum, do not allow describing the entire range of excess kurtosis changes in a real wave field. Rogue waves are observed in the sea when λ_4^E exceeds the threshold level of 0.6–0.7, while the maximum model values of excess kurtosis at the limiting Stokes wave steepness do not exceed the level of 0.3.

Keywords: wind wave modelling, excess kurtosis, surface wave spectrum, wave steepness, inverse wave age, Black Sea, JONSWAP spectrum, rogue waves

Acknowledgments: The work was carried out under state assignment FNNN-2024-0001 “Fundamental research of the processes determining the flows of matter and energy in the marine environment and at its borders, the state and evolution of the physical and biogeochemical structure of marine systems in modern conditions” and FNNN-2024-0014 “Fundamental studies of interaction processes in the sea–air system that form the physical state variability of the marine environment at various spatial and temporal scales”.

For citation: Garmashov, A.V. and Zapevalov, A.S., 2025. Theoretical Calculations of Sea Surface Elevation Excess Kurtosis. *Ecological Safety of Coastal and Shelf Zones of Sea*, (4), pp. 64–75.

Введение

В настоящее время наблюдается рост числа глобальных и региональных спектральных волновых моделей морской поверхности и повышение качества получаемых с их помощью прогнозов [1]. Верификация, проведенная на основе данных *in situ* и дистанционных измерений, показывает, что эти модели достаточно хорошо описывают значительную высоту волн [2–4].

Линейное волновое поле подчиняется гауссовой статистике, а распределение высоты волн при дополнительном предположении об узкополосности волнового спектра соответствует распределению Рэля [5, 6]. Морское волнение является слабо нелинейным процессом, кумулянты которого отклоняются от нулевых значений [7–10]. Обусловленное нелинейностью отклонение распределения высоты волн невелико для основной части распределения, однако оно не мало для хвоста распределения и, следовательно, имеет большое значение для прогноза появления аномально высоких волн [11].

Аномально высокие волны принято характеризовать индексом аномальности (AI), равным отношению максимальной за период измерений высоты волн к значительной высоте. Волна считается аномальной, если $AI > 2$ [12]. Исследования, проведенные в разных районах Мирового океана, показали, что единственным параметром, от которого статистически зависит AI , является эксцесс возвышений морской поверхности [13–15]. Эти исследования указывают на возможность использования эксцесса в качестве предиктора вероятности возникновения аномальных волн, что стимулировало разработку методов его расчета на основе спектральных волновых моделей [16–18]. Для расчетов используется представление эксцесса в форме многомерных интегралов волновых спектров [19, 20].

В работе ¹⁾ предложены простые параметризации зависимости статистических моментов возвышений поверхности от стадии развития волнового поля. Эти параметризации могут быть использованы в разных приложениях, включая оперативное прогнозирование волн. Параметризации получены в рамках тех же допущений, что и кинетическое уравнение, лежащее в основе спектральных волновых моделей. Однако вопрос о том, в каких ситуациях применимы эти параметризации, как и вопрос о возможности расчета эксцесса в рамках спектральных моделей, требует обсуждения.

Целью работы является верификация полученных для волнового спектра *JONSWAP* зависимостей эксцесса от крутизны и от обратного возраста волн.

Методы и материалы

Эксцесс. Старшие кумулянты случайной величины являются мерой отклонения ее распределения от распределения Гаусса. Кумулянт четвертого порядка (эксцесс) связан со статистическими моментами выражением

$$\lambda_4 = \frac{\mu_4}{\mu_2^2} - 3,$$

где μ_2 , μ_4 – центральные статистические моменты второго и четвертого порядка.

¹⁾ Janssen P. A. E. M., Bidlot J. R. On the extension of the freak wave warning system and its verification. ECMWF, 2009. 42 p. (ECMWF Technical Memoranda ; 588). <https://doi.org/10.21957/uf1sybog>

В работах [17, 19] был развит подход, в рамках которого кумулянты третьего и четвертого порядков рассчитываются по известным волновым спектрам. Наиболее часто для описания морской поверхности используется волновой спектр, построенный на основе результатов, полученных в проекте *Joint North Sea Wave Project (JONSWAP)*. Целью проекта было исследование генерации и развития морского ветрового волнения в Северном море [21, 22]. Одним из результатов этого проекта было построение эмпирического частотно-углового спектра поля поверхностных волн. Двумерный частотно-угловой спектр *JONSWAP* имеет вид

$$E(\omega, \theta) = 4\pi^2 \frac{\alpha g^2}{\omega^5} \left(\frac{\omega}{\omega_p} \right) \exp \left[-\frac{5}{4} \left(\frac{\omega}{\omega_p} \right)^2 \right] \gamma^{\exp \left[-\left(\frac{\omega}{\omega_p} - 1 \right)^2 / (2\sigma^2) \right]} \Theta(\theta), \quad (1)$$

где ω – угловая частота; α – параметр, определяющий энергию волн; g – гравитационное ускорение; γ и σ – параметры, определяющие форму спектра; $\Theta(\theta)$ – функция углового распределения волновой энергии; θ – азимутальный угол. Здесь и далее индекс p указывает на то, что данный параметр соответствует частоте пика волнового спектра.

Параметр σ имеет два фиксированных значения: если условие $\omega < \omega_p$ выполняется, то $\sigma = 0.07$, если не выполняется – $\sigma = 0.09$. Таким образом, одномерный спектр зависит от двух параметров α и γ . Величина параметра α , определяющего энергию волн, пропорциональна квадрату крутизны волн ε :

$$\varepsilon = k_p \sqrt{\mu_2},$$

где k – волновое число. Соответственно, зная параметры спектра (формула (1)), можно оценить крутизну. Между собой параметры ω_p и k_p связаны дисперсионным соотношением для гравитационных волн на глубокой воде $\omega^2 = gk$. Параметр γ определяет превышение в области спектрального пика относительно спектра Пирсона – Московитца [23].

На основе развитого в работах [17, 19, 20] подхода, связывающего кумулянты возвышений морской поверхности с волновым спектром, для спектра *JONSWAP* предложено двухпараметрическое уравнение, позволяющее рассчитать эксцесс¹⁾:

$$\lambda_4^{SJ} = 12.6 \gamma^{-0.328} \varepsilon^2. \quad (2)$$

Здесь и далее верхний индекс *SJ* означает, что данный параметр рассчитан для спектра *JONSWAP*. Уравнение (2) получено для случая, когда функция углового распределения $\Theta(\theta)$ задана в форме

$$\Theta(\theta) = \frac{1}{2} \beta \operatorname{sech}^2(\beta\theta), \quad (3)$$

$$\text{где} \quad \beta = \begin{cases} 261(\omega/\omega_p)^{1.3} & \text{при } 0.56 \leq \omega/\omega_p < 0.95, \\ 228(\omega/\omega_p)^{-1.3} & \text{при } 0.95 \leq \omega/\omega_p < 1.6, \\ 1.24 & \text{при } 1.6 < \omega/\omega_p. \end{cases} \quad (4)$$

В уравнении (3) среднему направлению распространения волн соответствует угол $\theta = 0$.

Для расчета зависимости эксцесса от стадии развития поля поверхностных волн в работе ¹⁾ использовался модифицированный спектр *JONSWAP* [24]. Параметры модифицированного спектра *JONSWAP* (этот спектр также называют спектром Донелана) являются явными функциями обратного возраста волн:

$$\zeta = U_{10} / C_p,$$

где U_{10} – скорость ветра на высоте 10 м; C_p – фазовая скорость. Более высокие значения ζ соответствуют более ранней стадии. Полностью развитому поверхностному волнению соответствует $\zeta_0 = 0.83$, при $\zeta > \zeta_0$ волнение считается ветровым, при $\zeta < \zeta_0$ – зыбью.

Спектр Донелана имеет вид

$$E_D(\omega, \theta) = 4\pi^2 \frac{\alpha_D g^2}{\omega^5} \left(\frac{\omega}{\omega_p} \right) \exp \left[- \left(\frac{\omega}{\omega_p} \right)^2 \right] \gamma_D \exp \left[- \left(\frac{\omega}{\omega_p} - 1 \right)^2 / (2\sigma^2) \right] \Theta(\theta), \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \alpha_D &= 0.006 \zeta^{0.55} \quad \text{при } 0.83 < \zeta < 5, \\ \sigma_D &= 0.08 (1 + 4/\zeta^3) \quad \text{при } 0.83 < \zeta < 5, \\ \gamma_D &= \begin{cases} 1.7 & \text{при } 0.83 < \zeta < 1, \\ 1.7 + 6.0 \lg \zeta & \text{при } 1 < \zeta < 5. \end{cases} \end{aligned}$$

Для спектра Донелана и функции углового распределения в форме уравнений (3) и (4) получена зависимость ¹⁾

$$\lambda_4^{SD} = 0.04 + 0.082 \zeta^{0.87}, \quad (6)$$

где верхний индекс *SD* означает, что эксцесс рассчитан для спектра Донелана. Корректность модели (6) во многом определяется тем, насколько верно представление волнового спектра (5) как функции обратного возраста волн. Анализ спектров ветровых волн и их сравнение со спектром Донелана по данным измерений с океанографической платформы в условиях изменчивой скорости ветра и при сильной зыби были ранее проведены в работе [25]. Анализ показал, что полученные в разных ситуациях зависимости спектральных параметров от возраста волн в среднем соответствуют формулам для чисто ветрового волнения при стабильном ветре.

Данные и условия измерений. Для верификации соотношений, описывающих зависимость эксцесса от крутизны волн и обратного возраста волн, используем данные волновых измерений на стационарной океанографической платформе Морского гидрофизического института РАН. Платформа установлена в прибрежной части Черного моря у Южного берега Крыма. Минимальное расстояние от платформы до береговой черты составляет около 600 м. Глубина моря в точке, где установлена платформа, составляет около 30 м. Для волновых измерений использовался резистивный волнограф, датчиком

которого является нихромовая струна, навитая с постоянным шагом на несущий кабель-трос. Скорость ветра измеряли датчиком вертушечного типа [26].

Волновые измерения проводились в период с мая 2018 г. по январь 2019 г. При анализе непрерывные измерения были разбиты на сеансы, длительностью 20 мин, для каждого из которых вычисляли статистические характеристики волн и скорости ветра. Условия проведения волновых измерений на стационарной океанографической платформе описаны в работах [9, 10]. Особенности ветрового режима в окрестности стационарной океанографической платформы анализировались в работе [27].

В период проведения измерений значительная высота волн H_s достигала 2.3 м, средняя скорость ветра на горизонте 10 м $U_{10} = 26$ м/с. Крутизна волн ϵ и обратный возраст волн ζ менялись в пределах $0 < \epsilon < 0.14$, $0 < \zeta < 6.3$ соответственно. Ситуация, при которой $\zeta = 0$, соответствует скорости ветра ниже порога трогания датчика. Высокие значения ζ получены при коротком разгоне, который соответствовал ветру со стороны берега.

Результаты и обсуждение

Выделяют две составляющие нелинейности, которые приводят к отклонениям от распределения Гаусса случайного волнового поля [17]. Первая составляющая, обусловленная нелинейными межволновыми взаимодействиями, названа динамической, поскольку она связана с эволюцией волнового поля. Вторая составляющая связана с присутствием в волновом поле связанных компонент. Термин «связанные компоненты» включает гармоники волн Стокса, а также относится ко всем гармоникам, которые генерируются в результате нелинейных межволновых взаимодействий и не удовлетворяют линейному дисперсионному соотношению¹⁾.

В общем случае широкополосного случайного волнового поля динамический вклад в эксцесс мал по абсолютной величине и пренебрежимо мал по сравнению с вкладом связанных компонент [17]. Сравним полученное в рамках спектральной волновой модели соотношение (6) с зависимостью эксцесса от крутизны волн, полученной в рамках нелинейной модели второго порядка, в которой отклонение от распределения Гаусса определяют связанные компоненты [28].

Нелинейная модель второго порядка построена в виде суммы линейной и нелинейной составляющих:

$$\eta(x, t) = \eta_L(x, t) + \eta_N(x, t),$$

где η – возвышение поверхности; x – пространственная координата; t – время;

$$\eta_L(x, t) = \sum_{n=1}^{\infty} a_n \cos \psi_n,$$

$$\eta_N(x, t) = \sum_{m=1}^{\infty} \sum_{n=1}^{\infty} \left\{ a_n a_m \left[B_{mn}^- \cos(\psi_m - \psi_n) + B_{mn}^+ \cos(\psi_m + \psi_n) \right] \right\},$$

$\psi_n = k_n x - \omega_n t + \phi_n$, ϕ_n – фаза; B_{mn}^- и B_{mn}^+ – передаточные функции второго порядка. Функции B_{mn}^- и B_{mn}^+ рассчитываются из уравнения Лапласа для потенциала скоростей с нелинейными граничными условиями. Модель учиты-

вает появляющиеся в результате взаимодействия свободных волн связанные компоненты второго порядка. Согласно нелинейной модели второго порядка, эксцесс связан с крутизной волн соотношением [28]

$$\lambda_4^N = 12 \varepsilon^2 + O(\varepsilon^4). \quad (7)$$

В отличие от соотношения (7) зависимость (2) не предполагает однозначной связи между эксцессом и крутизной. Когда волновое поле близко к состоянию полностью развитого, среднее значение $\gamma \approx 1.7$, более ранним стадиям развития соответствуют большие значения γ . В диапазоне наблюдаемых в морских условиях значений γ выполняется неравенство $\lambda_4^N > \lambda_4^{SJ}$. С ростом γ расхождение между λ_4^N и λ_4^{SJ} увеличивается.

Определенная по данным измерений в прибрежной зоне Черного моря зависимость эксцесса от крутизны для ветровых волн, а также теоретические зависимости (2) и (7) представлены на рис. 1. Зависимости $\lambda_4^N = \lambda_4^{SJ}(\varepsilon)$ построены при двух значениях параметра γ , равных 1.7 и 3.3. Видно, что расхождения между теоретическими зависимостями много меньше, чем разброс измеренных значений эксцесса. На рис. 1 также приведена линейная регрессия

$$\lambda_4^E = 0.94 \varepsilon + 0.01 \pm 0.21 \quad (8)$$

и регрессия в форме $\lambda_4^E = \alpha^E \varepsilon^2$. Коэффициент $\alpha^E = 19.5$.

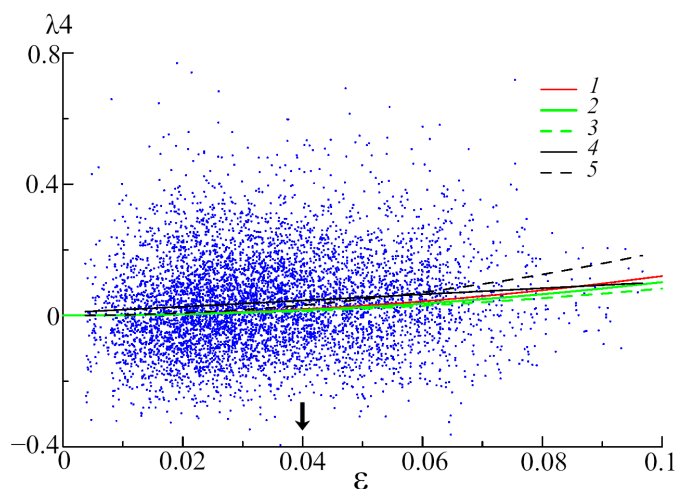


Рис. 1. Зависимость эксцесса λ_4 от крутизны ε : точки – экспериментальные данные; кривая 1 – зависимость (7); кривые 2 и 3 – зависимости (2), полученные при $\gamma = 1.7$ и $\gamma = 3.3$; кривая 4 – линейная регрессия (8); кривая 5 – регрессия в форме $\lambda_4^E = \alpha^E \varepsilon^2$. Стрелка обозначает крутизну, рассчитанную для спектра Пирсона – Московитца

Fig. 1. Dependency of excess kurtosis λ_4 on steepness ε . The dots are experimental data; curve 1 is dependency (7), curves 2 and 3 are dependencies (2) obtained at $\gamma = 1.7$ and $\gamma = 3.3$; curve 4 is linear regression (8); curve 5 is regression in the form of $\lambda_4^E = \alpha^E \varepsilon^2$. The arrow shows the steepness calculated for the Pierson–Moskowitz spectrum

Спектр полностью развитого волнения принято описывать спектром Пирсона – Московитца [23]. Характерное значение крутизны для этого спектра $\epsilon_{PM} = 0.04$ показано стрелкой на рис. 1.

Коэффициент корреляции между λ_4^E и ϵ равен 0.06. Отсутствие корреляции между эксцессом и крутизной по данным измерений в натурных условиях согласуется с данными лабораторных экспериментов, которые проводились в ветро-волновом лотке [29, 30]. По результатам лабораторных экспериментов был сделан вывод, что кумулянты до восьмого порядка включительно зависят от крутизны. Исключение составил эксцесс, для которого зависимость от ϵ не была выявлена.

Как следует из рис. 1, рассчитанные по моделям (2) и (7) изменения эксцесса при изменении крутизны в пределах от 0 до 0.1 много меньше, чем наблюдаемые изменения эксцесса в реальном волновом поле. В то же время модельные зависимости близки к линейной и квадратичной регрессионным зависимостям, они хорошо описывают некое среднее состояние морской поверхности.

Экспериментальная и модельная зависимости эксцесса λ_4 от обратного возраста волн ζ представлены на рис. 2. Как и для зависимости $\lambda_4^E = \lambda_4^E(\epsilon)$, для зависимости $\lambda_4^E = \lambda_4^E(\zeta)$ характерен большой разброс значений λ_4^E . Коэффициент корреляции между λ_4^E и ζ равен 0.05. Сравнение зависимости (6) с линейной регрессией, которая описывается уравнением

$$\lambda_4^{ER} = 0.001 + 0.0288 \zeta \pm 0.20, \quad (9)$$

показывает, что модельные оценки эксцесса систематически превышают средние значения, определенные в эксперименте. Превышение $\lambda_4^{SD}(\zeta) - \lambda_4^{ER}(\zeta)$ растет от 0.085 при $\zeta = 0.83$ до 0.18 при $\zeta = 3.3$.

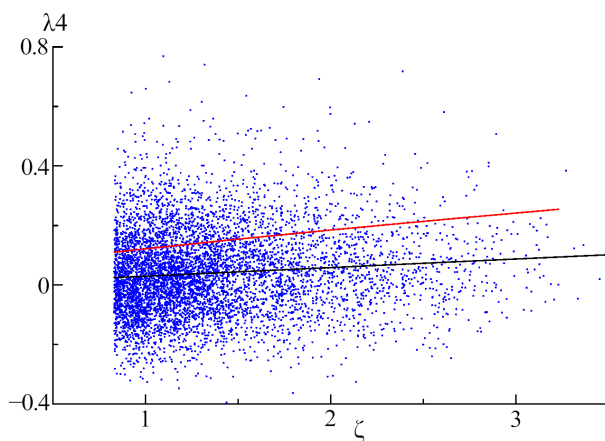
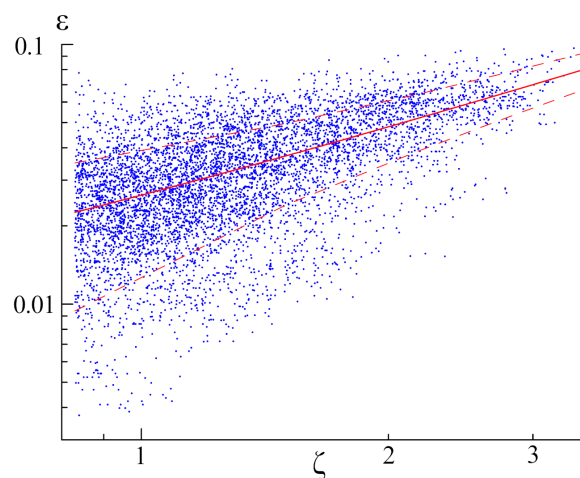


Рис. 2. Зависимость эксцесса λ_4 от обратного возраста волн ζ : точки – экспериментальные данные; красная линия – зависимость (6); черная – линейная регрессия (9)

Fig. 2. Dependency of excess kurtosis λ_4 on inverse wave age ζ . The dots are experimental data; the red line is dependency (6); the black line is linear regression (9)



Р и с . 3 . Зависимость крутизны ε от обратного возраста волн ζ : точки – экспериментальные данные; сплошная линия – линейная регрессия (10); штриховыми линиями показаны отклонения ± 0.013

Fig . 3 . Dependency of steepness ε on inverse wave age ζ . The dots are experimental data; the solid line is linear regression (10); the dashed lines show deviations ± 0.013

Аномальные волны появляются в ситуациях, когда значения эксцесса превышают критический уровень, который, по разным оценкам, лежит в диапазоне 0.6–0.7. В то же время, как видно из рис. 1 и 2, модельные значения эксцесса не превышают уровень 0.3, что не позволяет использовать их в задачах прогноза появления аномальных волн.

Следует отметить еще один недостаток зависимостей (2) и (7). Полученные с их помощью значения эксцесса всегда имеют положительный знак, что не соответствует результатам натурных измерений.

В основе предложенной в работе¹⁾ зависимости (6) лежит предположение о том, что, задав обратный возраст волн, можно достаточно хорошо описать спектр и интегральные параметры волнового поля, в частности описать изменения крутизны на разных стадиях развития волн. Справедливость этого предположения зависит от того, насколько корректной и однозначной является параметризация спектра Донелана.

Определенная по волновым измерениям зависимость крутизны от обратного возраста волн представлена на рис. 3, из которого следует, что для ветровых волн связь между ε и ζ является стохастической. Поскольку ситуации, когда $\zeta > 3.5$, редки, в настоящей работе они не рассматриваются. При одном и том же значении ζ значения ε могут различаться на порядок. Для анализируемого в настоящей работе массива данных волновых измерений коэффициент корреляции между ε и ζ равен 0.63. Уравнение линейной регрессии имеет вид

$$\varepsilon = 0.022 \zeta + 0.004 \pm 0.013. \quad (10)$$

Заключение

Единственным параметром, от которого статистически зависит индекс аномальности, является эксцесс возвышений морской поверхности, что указывает на возможность его использования в качестве предиктора вероятности возникновения аномально высоких волн. Это стимулировало разработку методов его расчета на основе разного рода моделей. Верификация построенных на основе спектра *JONSWAP* зависимостей эксцесса возвышений морской поверхности от крутизны волн ϵ и обратного возраста волн ζ показала, что эти зависимости не позволяют описать весь диапазон изменения эксцесса в реальном волновом поле. Корреляция между эксцессом и параметрами ϵ и ζ почти отсутствует, что делает невозможным использование подобных зависимостей для прогноза появления аномально высоких волн. Следует отметить еще одно существенное расхождение зависимостей (2) и (7) с результатами измерений: рассчитанные по этим зависимостям значения эксцесса всегда положительные, в то время как при измерениях в морских условиях нередко наблюдаются отрицательные значения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Григорьева В. Г., Гулев С. К., Шармар В. Д. Верификация глобальной спектральной волновой модели WAVEWATCH III по данным попутных судовых наблюдений // *Океанология*. 2020. Т. 60, № 1. С. 14–26. EDN JJZYRL. <https://doi.org/10.31857/S003015742001013X>
2. Михайличенко С. Ю., Гармашов А. В., Фомин В. В. Верификация модели ветрового волнения SWAN по наблюдениям на стационарной океанографической платформе черноморского гидрофизического полигона РАН // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. 2016. № 2. С. 52–57. EDN WKTQOX.
3. Stopa J. E., Cheung K. F. Intercomparison of wind and wave data from the ECMWF reanalysis interim and the NCEP climate forecast system reanalysis // *Ocean Model*. 2014. Vol. 75. P. 65–83. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2013.12.006>
4. Comparison and validation of physical wave parameterizations in spectral wave models / J. E. Stopa [et al.] // *Ocean Model*. 2016. Vol. 103. P. 2–17. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.09.003>
5. Longuet-Higgins M. S. The statistical analysis of a random, moving surface // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*. 1957. Vol. 249, iss. 966. P. 321–387. <https://doi.org/10.1098/rsta.1957.0002>
6. Goda Y. Random seas and design of maritime structures. Singapore : World Scientific Publishing Co., 2000. 443 p. (Advanced Series on Ocean Engineering ; vol. 15).
7. Бабанин А. В., Полников В. Г. О негауссовости ветровых волн // *Морской гидрофизический журнал*. 1994. № 3. С. 79–82.
8. Guedes Soares C., Cherneva Z., Antão E. M. Steepness and asymmetry of the largest waves in storm sea states // *Ocean Engineering*. 2004. Vol. 31, iss. 8–9. P. 1147–1167. <https://doi.org/10.1016/J.OCEANENG.2003.10.014>

9. Zapevalov A. S., Garmashov A. V. Skewness and kurtosis of the surface wave in the coastal zone of the Black Sea // *Physical Oceanography*. 2021. Vol. 28, no. 4. P. 414–425. <https://doi.org/10.22449/1573-160X-2021-4-414-425>
10. Заневалов А. С., Гармашов А. В. Появление отрицательных значений коэффициента асимметрии морских поверхностных волн // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2022. Т. 58, № 3. С. 310–317. <https://doi.org/10.31857/S0002351522030130>
11. Stansell P. Distributions of freak wave heights measured in the North Sea // *Applied Ocean Research*. 2004. Vol. 26, iss. 1–2. P. 35–48. <https://doi.org/10.1016/j.apor.2004.01.004>
12. Annenkov S. Y., Shrira V. I. Large-time evolution of statistical moments of wind-wave fields // *Journal of Fluid Mechanics*. 2013. Vol. 726. P. 517–546. <https://doi.org/10.1017/jfm.2013.243>
13. Kharif C., Pelinovsky E., Slunyaev A. Rogue waves in the ocean. Berlin ; Heidelberg : Springer, 2009. 216 p. (Advances in Geophysical and Environmental Mechanics and Mathematics). <https://doi.org/10.1007/978-3-540-88419-4>
14. Tomita H., Kawamura T. Statistical analysis and inference from the in situ data of the Sea of Japan with reference to abnormal and/or freak waves // *Proceedings of the Tenth International Offshore and Polar Engineering Conference (May 28 – June 2, 2000, Seattle, Washington, USA)*. The International Society of Offshore and Polar Engineers. P. 116–122.
15. Risk assessment of encountering killer waves in the Black Sea / V. A. Ivanov [et al.] // *Geography, Environment, Sustainability*. 2012. Vol. 5, no. 1. P. 84–111. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2012-5-1-84-111>
16. Заневалов А. С., Гармашов А. В. Вероятность появления аномальных волн в прибрежной зоне Черного моря у Южного берега Крыма // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. 2022. № 3. С. 6–15. EDN CCZQGI.
17. Annenkov S. Y., Shrira V. I. Evolution of kurtosis for wind waves // *Geophysical Research Letters*. 2009. Vol. 36, iss. 13. L13603. <https://doi.org/10.1029/2009GL038613>
18. Annenkov S. Y., Shrira V. I. Large-time evolution of statistical moments of wind-wave fields // *Journal of Fluid Mechanics*. 2013. 726. P. 517–546. <https://doi.org/10.1017/jfm.2013.243>
19. Mori N., Onorato M., Janssen P. A. E. M. On the estimation of the kurtosis in directional sea states for freak wave forecasting // *Journal of Physical Oceanography*. 2011. Vol. 41, iss. 8. P. 1484–1497. <https://doi.org/10.1175/2011JPO4542.1>
20. Janssen P. A. E. M. Nonlinear Four-Wave Interactions and Freak Waves // *Journal of Physical Oceanography*. 2003. Vol. 33, iss. 4. P. 863–884. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2003\)33<863:NFIAPW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2003)33<863:NFIAPW>2.0.CO;2)
21. Annenkov S. Y., Shrira V. I. Evaluation of skewness and kurtosis of wind waves parameterized by JONSWAP spectra // *Journal of Physical Oceanography*. 2014. Vol. 44, iss. 6. P. 1582–1594. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-13-0218.1>
22. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP) / K. Hasselmann [et al.] // *Ergänzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift Reihe A(8)*. 1973. Iss. 12. 95 p.
23. Young I. R. Wind Generated Ocean Waves // *Elsevier Ocean Engineering Series*. Vol. 2. Amsterdam : Elsevier, 1999. 287 p.
24. Pierson W. I., Moskowitz L. A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S. A. Kitaigorodskii // *Journal of Geophysical Research*. 1964. Vol. 69, iss. 24. P. 5181–5190. <https://doi.org/10.1029/JZ069i024p05181>

25. Donelan M. A., Hamilton J., Hui W. H. Directional spectra of wind-generated waves // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences. 1985. Vol. 315, iss. 1534. P. 509–562. <https://doi.org/10.1098/rsta.1985.0054>
26. О спектральных характеристиках ветровых волн в прибрежной зоне Черного моря / А. С. Запевалов [и др.] // Потоки и структуры в жидкостях = Fluxes and structures in fluids. Избранные доклады международной конференции. Санкт-Петербург, 22–26 июня 2003. Санкт-Петербург, 2004. С. 169–172.
27. Толокнов Ю. Н., Коровушкин А. И. Система сбора гидрометеорологической информации // Системы контроля окружающей среды. 2010. Вып. 13. С. 50–53.
28. Соловьев Ю. П., Иванов В. А. Предварительные результаты измерений атмосферной турбулентности над морем // Морской гидрофизический журнал. 2007. № 3. С. 42–61. EDN YOVLFR.
29. Tayfun M. A., Alkhalidi M. A. Distribution of surface elevations in nonlinear seas // Proceedings of Offshore Technology Conference. Kuala Lumpur, Malaysia, 22–25 March 2016. 2016. P. 1274–1287. <https://doi.org/10.4043/26436-MS>
30. Huang N. E., Long S. R. An experimental investigation of the surface elevation probability distribution and statistics of wind-generated waves // Journal of Fluid Mechanics. 1980. Vol. 101, iss. 1. P. 179–200. <https://doi.org/10.1017/S0022112080001590>

Поступила 15.02.2025 г.; одобрена после рецензирования 23.06.2025 г.; принята к публикации 17.09.2025 г.; опубликована 30.12.2025 г.

Об авторах:

Гармашов Антон Викторович, старший научный сотрудник, Морской гидрофизический институт РАН (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат географических наук, **SPIN-код: 8941-9305**, **Scopus Author ID: 54924806400**, **ResearcherID: P4155-2017**, ant.gar@mail.ru

Запевалов Александр Сергеевич, главный научный сотрудник, Морской гидрофизический институт РАН (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, **SPIN-код: 6784-7782**, **ResearcherID: V-7880-2017**, **Scopus Author ID: 7004433476**, **ORCID ID: 0000-0001-9942-2796**, sevzepter@mail.ru

Заявленный вклад авторов:

Гармашов Антон Викторович – сбор данных натурных измерений, их систематизация, обработка и анализ, анализ литературных источников

Запевалов Александр Сергеевич – постановка проблемы, обработка, анализ и описание результатов исследования, подготовка текста статьи и графических материалов

Авторы прочитали и одобрили окончательный вариант рукописи.