

## Методы анализа нестационарной изменчивости волнового климата Черного моря

Я. В. Сапрыкина\*, С. Ю. Кузнецов

*Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия*

*\*E-mail: saprykina@ocean.ru*

Поступила в редакцию 01.03.2018 г., после доработки – 20.03.2018 г.

На основе данных попутных судовых наблюдений за волнением в Черном море за период 1950–2007 гг. сделан анализ изменчивости волнового климата и его связи с основными климатическими индексами на примере максимальных годовых высот волн. Рассмотрены климатические индексы, характеризующие Североатлантическое, Атлантическое мультидекадное, Тихоокеанское декадное колебания, а также колебание Восточная Атлантика – Западная Россия. Показано, что методы, основанные на вейвлет-анализе (в частности спавлет-анализ и предложенный авторами ранее метод вейвлет-корреляций), имеют несомненные преимущества, так как позволяют с высокой корреляционной точностью установить структуру нестационарного процесса изменчивости как высот волн, так и климатических индексов, особенности флуктуаций различных периодов и взаимосвязи между изменениями климатических индексов и высотами волн. С помощью этих методов были определены основные периоды изменчивости аномалий максимальных годовых высот волн, связанные: с Североатлантическим колебанием (порядка 25–28, 14–16 лет и 6–6,5 года); с Атлантическим мультидекадным колебанием (50, 25 и порядка 14–16 лет); с Тихоокеанским декадным колебанием (порядка 10–12,5 года); с колебанием Восточная Атлантика – Западная Россия (порядка 66–67, 14–16 лет и 7–7,5 года). Впервые показано существенное низкочастотное влияние на волновой климат Черного моря колебания Восточная Атлантика – Западная Россия.

**Ключевые слова:** Черное море, волновой климат, Североатлантическое колебание, Атлантическое мультидекадное колебание, Тихоокеанское декадное колебание, колебание Восточная Атлантика – Западная Россия, методы вейвлет-анализа, спавлет-анализ, максимальная высота волн, изменение климата.

**Благодарности:** работа выполнена в рамках государственного задания ФАНО России (тема № 0149-2018-0015) при частичной поддержке РФФИ (проект №16-55-76002 ЭРА\_a, BS STEMA).

**Для цитирования:** Сапрыкина Я. В., Кузнецов С. Ю. Методы анализа нестационарной изменчивости волнового климата Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2018. Т. 34, № 4. С. 343–356. doi:10.22449/0233-7584-2018-4-343-356

## Methods of Analyzing Nonstationary Variability of the Black Sea Wave Climate

Ya. V. Saprykina\*, S. Yu. Kuznetsov

*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

*\*e-mail: saprykina@ocean.ru*

Based on the data of the passing ship observations of the Black Sea waves in 1950–2007, the wave climate variability and its relation to the main climatic indices is analyzed by the example of the maximum annual wave heights. Climatic indices characterizing the North Atlantic, Atlantic Multi-Decadal and Pacific Decadal oscillations, as well as fluctuations of the East Atlantic-Western Russia teleconnection pattern are considered. It is shown that the methods based on the wavelet analysis, particularly the spavlet analysis and the method of the wavelet correlations proposed by the authors, have doubtless advantages since they permit to reveal fine structure of the nonstationary process in variability both of the wave heights and the climatic indices, the features of various fluctuations' periods, and to analyze relationships between the climatic indices' changes and the wave heights. Due to these methods, determined are the main periods of variability in the anomalies of the maximum annual wave heights associated with a) the North Atlantic Oscillation (about 28–25, 14–16 and 6–6.5 years); b) the Atlantic Multi-Decadal Oscillation (50, 25 and about 14–16 years); c) the Pacific Decadal Oscillation (about 12.5–10 years) and d) the East Atlantic-Western Russia pattern fluctuation (about 66–67, 14–16 and 7–7.5 years). Sig-

© Сапрыкина Я. В., Кузнецов С. Ю., 2018

nificant low-frequency impact of fluctuations of the East Atlantic-Western Russia teleconnection pattern upon the Black Sea wave climate is shown for the first time.

**Keywords:** Black Sea, wave climate, North Atlantic Oscillation, Atlantic Multi-Decadal Oscillation, Pacific Decadal Oscillation, East Atlantic-Western Russia teleconnection pattern, wavelet analysis methods, spavlet analysis, maximum wave height, climate change.

**Acknowledgements:** the investigation is carried out within the framework of the FASO (Russia) state task (theme № 0149-2018-0015) at partial support of RFFI (project № 16-15-76002 ЭРА\_a, BS STEMA).

**For citation:** Saprykina, Ya.V. and Kuznetsov, S.Yu., 2018. Methods of analyzing nonstationary variability of the Black Sea wave climate. *Morskoy Gidrofizicheskiy Zhurnal*, [e-journal] 34(4), pp. 343-356. doi:10.22449/0233-7584-2018-4-343-356 (in Russian).

## Введение

Изменчивость волнового климата является одним из ключевых вопросов, важных при решении проблем, связанных с обеспечением безопасной хозяйственно-экономической деятельности в морях и океанах (например судоходство и рыболовный промысел) и с выработкой оптимальной долгосрочной стратегии развития прибрежных территорий (например защита берегов от волнового воздействия).

Исследования последних лет показали, что флуктуации характеристик крупномасштабной циркуляции атмосферы, определяемые климатическими индексами, например такими, как Североатлантическое колебание (*NAO*), Атлантическое мультидекадное колебание (*AMO*) и Тихоокеанское декадное колебание (*PDO*), оказывают существенное влияние на изменение региональной штормовой активности и соответственно – высот волн и морфодинамики берегов [1–8].

Анализ изменчивости интенсивности штормов у побережья дельты р. Дунай, полученной по модельным волновым данным на основе реанализа полей ветра, показал, что существует ярко выраженная внутригодовая сезонная изменчивость, а также изменчивость на периодах 4–10 лет, связанная с флуктуациями Североатлантического колебания [9]. Снижение интенсивности штормов в 2000-е гг. авторы связали с низкочастотной изменчивостью колебания Восточная Атлантика – Западная Россия (EA/WR) [9]. Долговременные флуктуации (порядка 40–50 лет) максимальных годовых высот волн были выделены в [4–10] по данным многолетних наблюдений гидрометеорологических постов Украины на Черном море, и показано, что они могут быть связаны с изменениями Атлантического мультидекадного и Тихоокеанского декадного колебаний.

Основной проблемой при анализе низкочастотной изменчивости волнового климата являются данные о волнении. Имеющиеся в очень ограниченном количестве данные долговременных натуральных наблюдений принадлежат, как правило, гидрометеорологическим службам, посты которых располагаются на берегу, и поэтому высоты волн регистрируются преимущественно в прибрежной части. Данных многолетних непрерывных (более 20 лет) натуральных инструментальных наблюдений за волнением в открытом море также нет. Поэтому для такого рода анализа преимущественно используются данные численного моделирования, которые могут содержать погрешности, связанные с точностью реанализа полей ветра. Например, как показано в работе [11], периодические флуктуации, выделяемые при анализе модельных

данных, могут иметь временной сдвиг по сравнению с флуктуациями того же периода, определенными по данным натурных измерений, а флуктуации больших периодов (более 40 лет) плохо воспроизводятся модельными данными.

Другая основная проблема анализа низкочастотных флуктуаций волнового климата – относительно короткие по времени ряды доступных волновых данных, к которым могут быть неприменимы классические методы анализа, например спектрального, и нужны новые методики, позволяющие достоверно исследовать периодичность процесса.

Основная цель работы – выявление связей изменения волнового климата с флуктуациями индексов климатической изменчивости и проведение сравнительного анализа результатов, полученных разными методами на основе массива многолетних данных натурных попутных судовых наблюдений за высотами волн в Черном море. При этом основное внимание будет уделено анализу долговременной периодичности (низкочастотной изменчивости) – порядка 10 и более лет.

### Обсуждение методов и полученных результатов

Для анализа волнового климата мы использовали базу данных многолетних попутных судовых метеорологических наблюдений, включающих визуальную регистрацию высот и периодов, осуществляемую судами на добровольной основе при их движении по курсу следования. Подробнее схема таких наблюдений представлена на сайте: URL: [http://www.vos.noaa.gov/vos\\_scheme.shtml](http://www.vos.noaa.gov/vos_scheme.shtml). Согласно наблюдениям судов, параметры ветровых волн и зыби (волн, наблюдаемых в отсутствие ветра или не связанных с имеющимся ветровым воздействием) регистрируются отдельно. Несмотря на то что эти данные получены визуальным способом, как показано в [12], они вполне адекватны данным инструментальных измерений. На основе данных попутных судовых наблюдений в Институте океанологии РАН создан волновой атлас [13, 14].

Для акватории Черного моря нами были выбраны данные о высотах волн за период 1950–2007 гг. с крутизной (отношение высоты к длине волны) менее 0,1, всего 125142 данных. Затем для анализа изменчивости экстремального волнового климата были выбраны высоты максимальных по высоте волн в каждом году. Высоты ветровых волн и волн зыби исследовались отдельно.

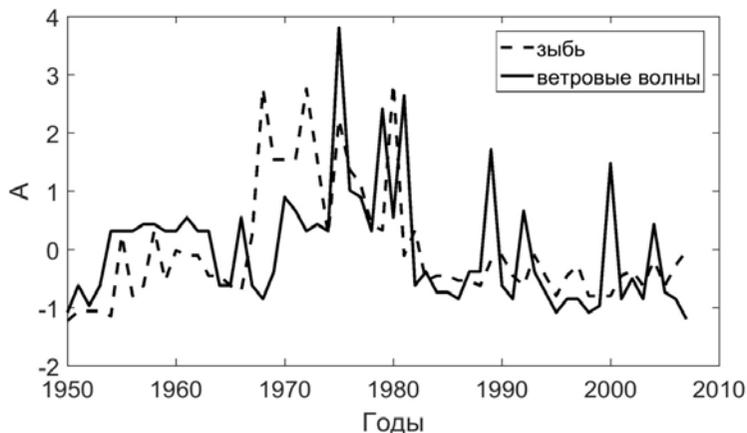
В соответствии с методикой, предложенной в [4, 10], для унификации данных визуальных наблюдений была проведена нормировка с целью получения аномалий максимальных годовых высот волн по формуле

$$A_i = (H_i - \text{mean}(H)) / \text{std}(H),$$

где  $H_i$  – высота максимальной годовой волны,  $i$  – год;  $\text{mean}$  – среднее всего ряда высот за рассматриваемый период времени;  $\text{std}$  – стандартное отклонение. Далее анализировались флуктуации аномалий максимальных годовых высот волн и их связь с флуктуациями климатических индексов.

На рис. 1 приведены изменения аномалий максимальных годовых высот ветровых волн и зыби. Хорошо видно, что аномалии высот волн существенно больше в период 1970–1980 гг., но начиная примерно с 1983 г. происходит их резкое уменьшение. Это качественно хорошо совпадает с изменениями аном-

малый волн, полученными по данным гидрометеопостов южного побережья Черного моря [4, 10]. Было показано, что такая низкочастотная флуктуация максимальных годовых высот волн может быть связана с взаимным влиянием долговременной периодичности Атлантического мультидекадного (50 лет) и Тихоокеанского декадного (40 лет) колебаний.

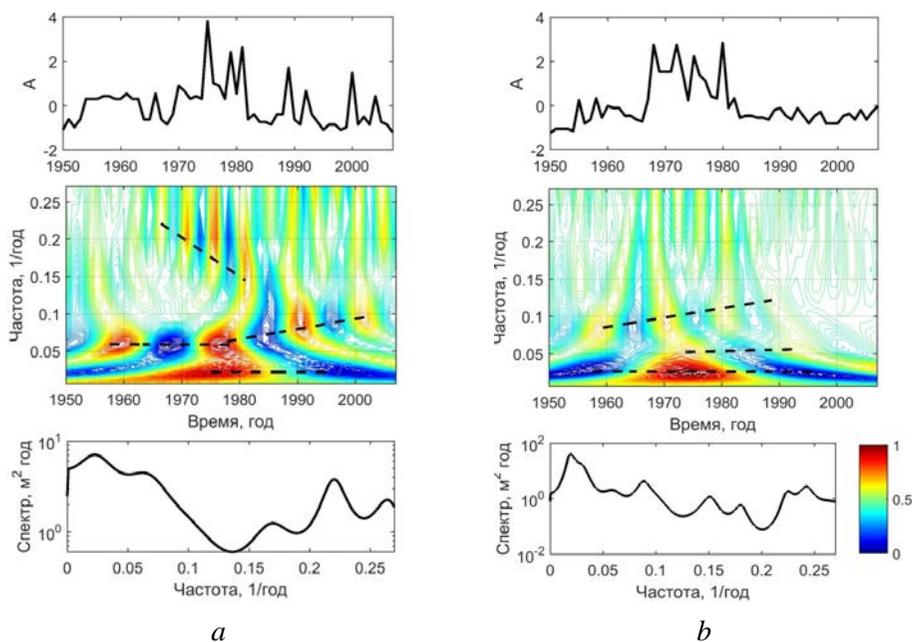


**Рис. 1.** Изменение аномалий (A) максимальных годовых высот волн  
**Fig. 1.** Change of the anomalies (A) of the maximum annual wave heights

Для выявления периодических изменений в аномалиях максимальных годовых высот волн нами был проведен спектральный анализ с использованием параметрического метода Юле – Уокера (*Yule-Walker method*), с успехом применяемого в статистике для обработки коротких рядов данных. Метод основан на применении к ряду данных модели авторегрессии, в которой исследуемая переменная линейно зависит от собственных предыдущих значений и от некоторого стохастического члена [15]. Этот метод, например, позволяет определить период синусоиды по ряду длиной в половину этого периода. Для выявления детальной структуры флуктуаций аномалий максимальных годовых высот волн был применен вейвлет-анализ (с использованием вейвлет-функции Морле (*Morlet*) [16]), который представляет собой своеобразную развертку исследуемого ряда по частотам, что позволяет анализировать структуру нестационарных процессов [6, 17].

На рис. 2 приведены вейвлет-диаграммы и параметрические спектры изменений аномалий максимальных годовых высот ветровых волн и волн зыби. Хорошо видно, что флуктуации аномалий нестационарны, они имеют несколько различную структуру. Наряду с неизменными близкими частотными масштабами порядка 0,022 1/год для ветровых волн и 0,024 1/год для волн зыби имеются четко выраженные тренды увеличения или уменьшения частоты со временем (видимые наклонные хребты на вейвлет-преобразованиях), что не может быть отражено в спектрах (рис. 2). Так, присутствующий в спектре ветровых волн частотный масштаб 0,17 1/год имеет внутри анализируемого периода 1950–2007 гг. тренд на уменьшение частоты, а частотные масштабы 0,06–0,08 1/год – тренд на увеличение частоты. Близкий к ним частотный масштаб 0,085 1/год в спектре волн зыби также имеет тренд на увеличение,

а частотный масштаб  $0,06$  1/год, хорошо видимый на вейвлет-диаграмме, не выделяется методами спектрального анализа.

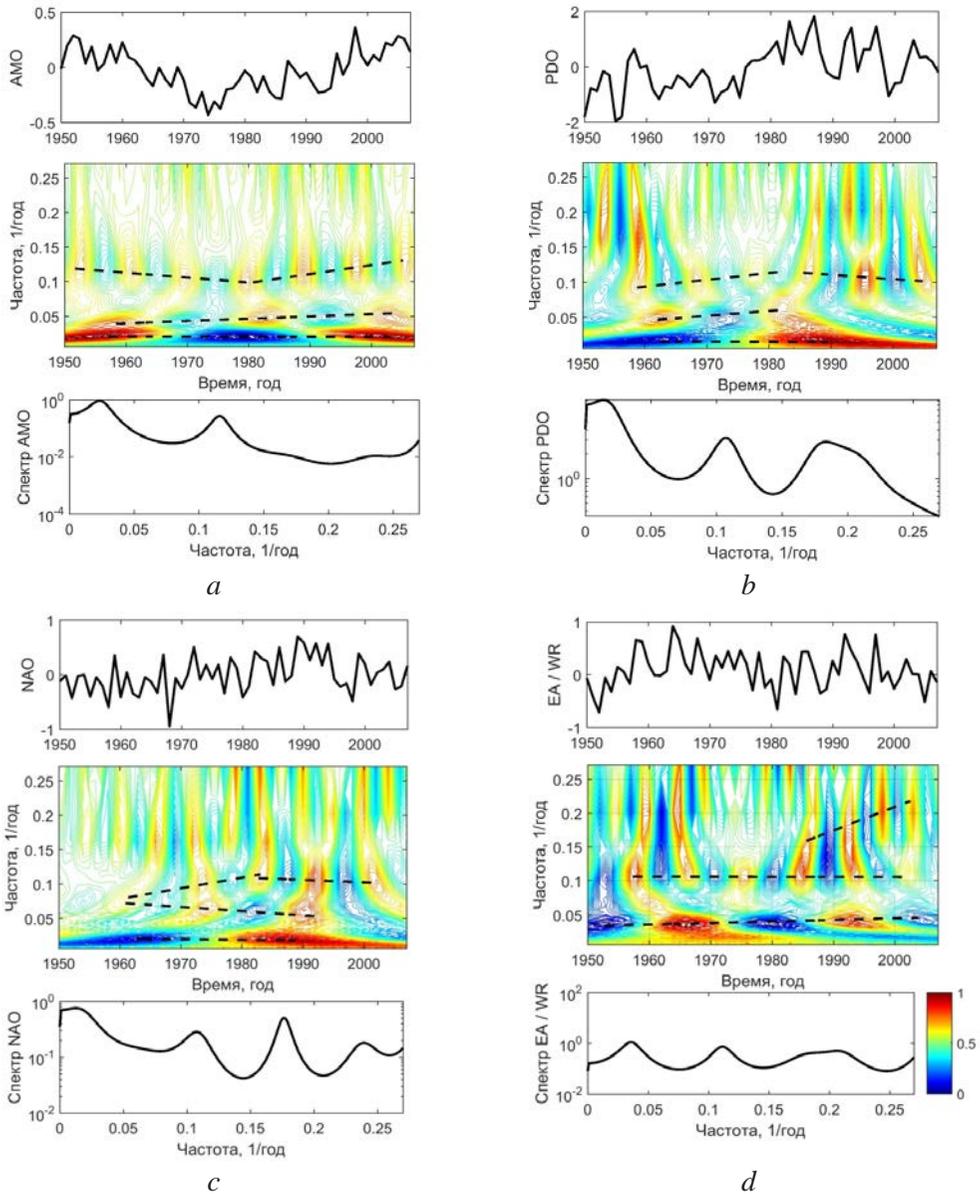


**Р и с. 2.** Изменение аномалий максимальных годовых высот волн (вверху), их вейвлет-преобразование (в середине) и спектр (внизу) для высот ветровых волн (*a*) и волн зыби (*b*). Цветная шкала соответствует величинам вейвлет-коэффициентов

**Fig. 2.** Change of the anomalies of the maximum annual wave heights (above), their wavelet transformation (in the middle) and spectrum (below) for the heights of wind (*a*) and swell (*b*) waves. The color scale corresponds to the wavelet-coefficients' values

Для анализа климатической изменчивости максимальных высот волн нами были рассмотрены связи флуктуаций их аномалий с Североатлантическим, Атлантическим мультидекадным и Тихоокеанским декадным колебаниями, а также с колебанием Восточная Атлантика – Западная Россия. Значения безразмерных климатических индексов, описывающих изменения колебаний, рассчитанных по определенным методикам, были взяты с сайта Национального управления океанических и атмосферных исследований США (URL: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>).

Климатические индексы, их вейвлет-преобразования и параметрические спектры приведены на рис. 3. Изменения всех приведенных индексов так же, как и аномалий высот волн, нестационарны. Присутствуют частотные масштабы, имеющие тренды на увеличение или уменьшение частоты. Нестационарность процесса не отражается в спектрах и приводит к тому, что в некоторых случаях характерные энергонесущие частоты, хорошо видимые на вейвлет-диаграммах, не выделяются методами спектрального анализа.



**Р и с. 3.** Изменение климатических индексов (вверху), их вейвлет-преобразование (в середине) и спектр (внизу) для Атлантического мультидекадного (*a*), Тихоокеанского декадного (*b*), Североатлантического (*c*) колебаний и колебания Восточная Атлантика – Западная Россия (*d*). Цветная шкала соответствует величинам вейвлет-коэффициентов

**Fig. 3.** Change of climatic indices (above), their wavelet transformation (in the middle) and spectrum (below) for the Atlantic Multi-Decadal (*a*), Pacific Decadal (*b*), North Atlantic (*c*) and East Atlantic-Western Russia (*d*) oscillations. The color scale corresponds to the wavelet-coefficients' values

Можно сказать, что изменения аномалий максимальных годовых высот волн и индексов нестационарны, они детально не анализируются методами параметрического спектрального анализа. Согласно спектральному и вейвлет-

анализу, низкочастотные колебания всех индексов немного отличаются. Для *AMO* характерный частотный масштаб 0,022 1/год, для *NAO* и *PDO* – 0,015 1/год, для *EA/WR* – 0,035 1/год. Для всех индексов спектральным анализом выделяется одинаковый пик на частоте 0,11 1/год, но вейвлет-анализ показывает при этом различные тренды изменения этой частоты со временем. Есть также пики на частотных масштабах 0,17–0,2 1/год для *PDO*, *NAO* и *EA/WR*, которые также имеют различные тренды. Не выделяются спектральным анализом пики, которые хорошо видны на вейвлет-диаграммах на частотах 0,05 1/год (для *AMO* и *PDO*) и 0,06 1/год (для *NAO*). Пики спектров климатических индексов и спектров аномалий максимальных годовых высот волн, кроме самой низкой частоты 0,022 1/год, не совпадают с пиками спектров индексов. Поэтому линейная связь между этими рядами и соответствующие коэффициенты корреляции должны быть малы для высокочастотных компонент.

Однако визуальное сравнение вейвлет-диаграмм показывает, что изменения аномалий максимальных годовых высот волн имеют в своей структуре сходные со всеми климатическими индексами частотные масштабы и тренды. При этом структура вейвлет-диаграммы аномалий максимальных годовых высот волн зыби имеет очевидное сходство со структурой вейвлет-диаграмм индексов *AMO* (характерная частота 0,022 1/год) и *NAO* (увеличивающаяся частота 0,08 1/год), а структура вейвлет-диаграммы аномалий ветровых волн – со структурой вейвлет-диаграмм индексов *PDO* (характерный частотный масштаб 0,015 1/год), *AMO* и *NAO* (характерный частотный масштаб 0,06 1/год). Согласно сравнению вейвлет-диаграмм, изменения аномалий максимальных годовых высот ветровых волн и зыби в частотном диапазоне 0,17–0,18 1/год могут быть связаны с изменениями индекса *EA/WR*.

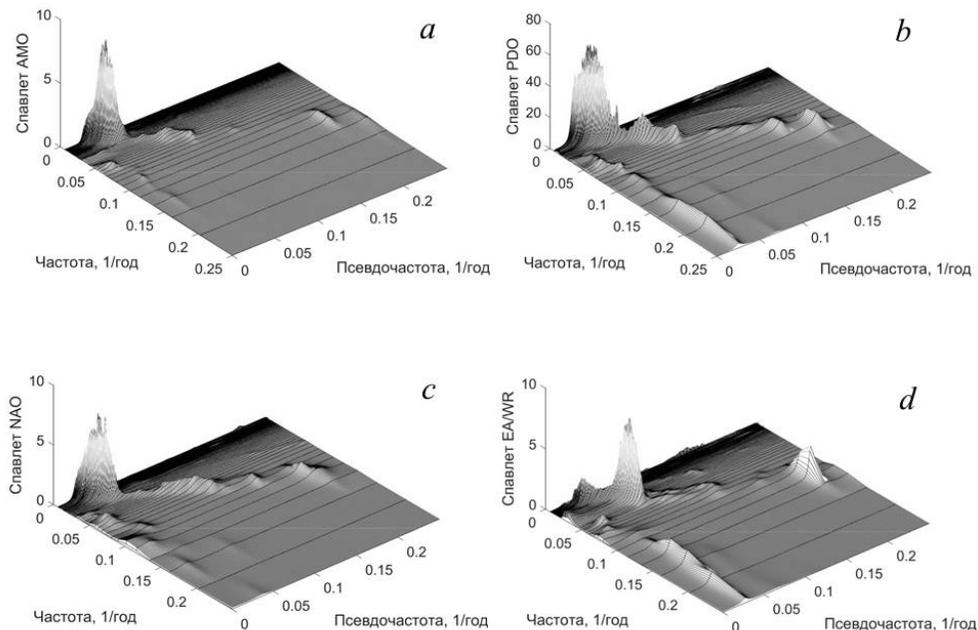
Детальный анализ структуры нестационарных процессов для выявления детальной связи между ними может быть проведен с использованием метода спавлет-анализа – построения спектров модулей вейвлет-коэффициентов каждого частотного масштаба вейвлет-преобразования [18, 19]. Низкочастотные компоненты модулей вейвлет-коэффициентов представляют собой аналог огибающих компонент сигнала узкого частотного диапазона, центрированного на частоте вейвлета данного масштаба.

На рис. 4 показаны спавлеты климатических индексов. Спавлеты аномалий максимальных годовых высот ветровых волн и зыби приведены на рис. 5.

Спавлет-анализ флуктуаций климатических индексов ясно показывает наличие низкочастотных модуляций практически всех масштабов вейвлет-преобразования (рис. 4), которые на рисунке проявляются как хребет, параллельный оси частот на псевдочастотах (частотах спавлета) 0,015–0,025 1/год. Сходные модуляции присутствуют и в структуре аномалий максимальных годовых высот волн (рис. 5).

Наличие модулированных по амплитуде флуктуаций объясняет несовпадение спектральных пиков в спектрах волн и в спектрах климатических индексов. Если предположить нелинейную связь между аномалиями максимальных годовых высот волн и индексами, то нелинейное преобразование индексов, содержащих модулированные по амплитуде колебания, приведет к появлению в спектрах аномалий высот волн пиков на комбинационных

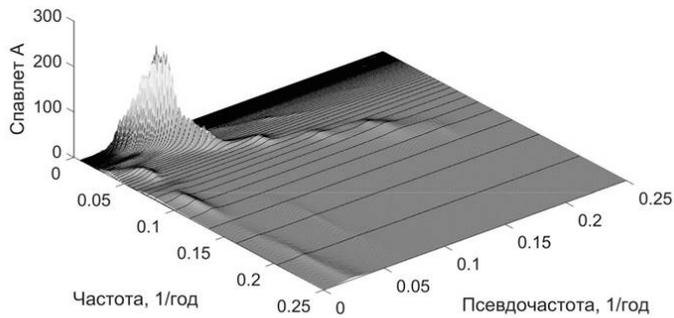
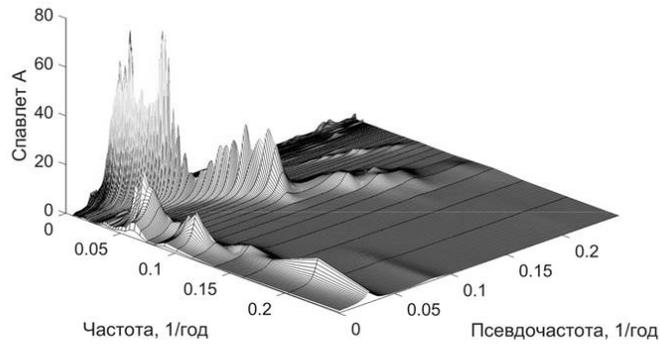
(суммарных и разностных) частотах и к отсутствию пиков, имеющих место в спектрах климатических индексов. Рассмотрим это утверждение детальнее на примере анализа изменений аномалий максимальных годовых высот волн зыби и индекса *AMO*.



**Рис. 4.** Спавлеты Атлантического мультидекадного (*a*), Тихоокеанского декадного (*b*), Североатлантического (*c*) колебаний и колебания Восточная Атлантика – Западная Россия (*d*)  
**Fig. 4.** Spavlets of the Atlantic Multi-Decadal (*a*), Pacific Decadal (*b*), North Atlantic (*c*) and East Atlantic-Western Russia (*d*) oscillations

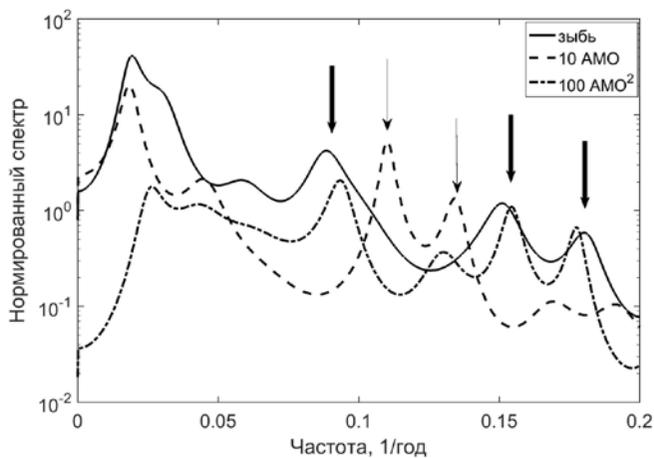
Междекадные флуктуации индекса *AMO* состоят из суммы низкочастотной компоненты  $f_1 = 0,02$  1/год и модулированной ею по амплитуде компоненты  $f_2 = 0,12$  1/год, видимой на спектре как два близких пика на частотах 0,11 и 0,13 1/год (рис. 6). Если провести нелинейное преобразование этого сигнала, например возвести его в квадрат и вычесть среднее, то получим сигнал, содержащий многие комбинационные частоты и вторые кратные гармоники. Его спектр близок к наблюдающемуся спектру аномалий максимальных годовых высот волн зыби. Указанные спектры аномалий и квадрата индекса *AMO* показаны на рис. 6. Видно, что на качественном уровне их форма совпадает, что подтверждает правомочность предложенной модели.

Сравнение спавлет-преобразований климатических индексов и аномалий максимальных годовых высот ветровых волн также показывает, что структура нестационарного процесса их изменения содержит элементы структуры изменения всех индексов – *NAO*, *AMO*, *PDO*, *EA/WR*, а структура изменения аномалий максимальных годовых высот волн зыби в большей степени содержит элементы структуры изменения индексов *AMO* и *NAO*.



**Р и с. 5.** Спавлеты аномалий (А) максимальных годовых высот ветровых волн (вверху) и зыби (внизу)

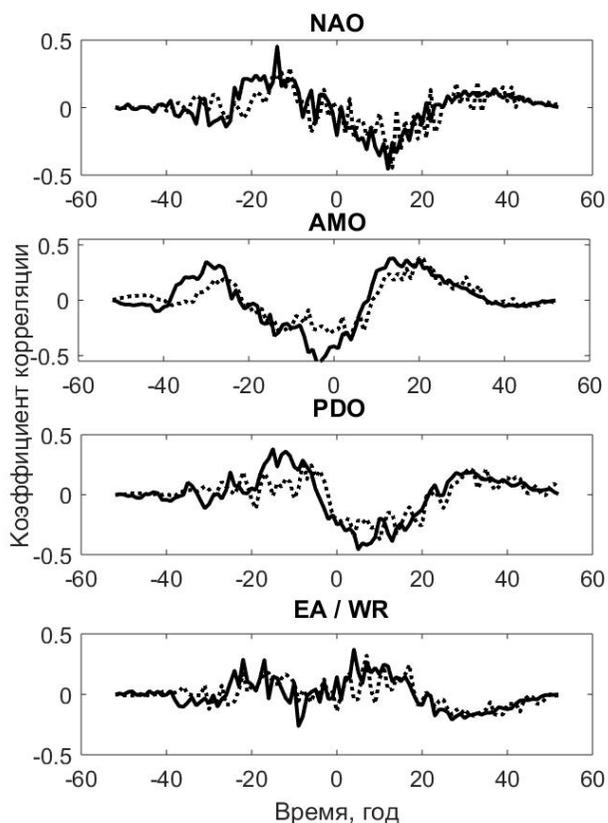
**F i g. 5.** Spawlets of the anomalies (A) of the maximum annual heights of the wind (above) and swell (below) waves



**Р и с. 6.** Сравнение спектров АМО и аномалий максимальных годовых высот волн зыби

**F i g. 6.** Comparison of the Atlantic Multi-Decadal Oscillation spectra and the anomalies of the maximum annual heights of the swell waves

Нестационарный характер изменения индексов и аномалий максимальных годовых высот волн не позволяет напрямую применять методы классического корреляционного анализа для установления связей между ними. Этим объясняются низкие значения взаимокорреляционной функции (не более 0,5), в частности, при нулевом сдвиге по времени (рис. 7). Кроме того, поскольку изменения индексов и аномалий максимальных годовых высот волн являются квазипериодическими, корреляционная функция не затухает по времени. Вместе с наличием трендов в изменении основных периодов это приводит к тому, что относительно высокие значения коэффициентов корреляции могут наблюдаться с существенным временным сдвигом (рис. 7).

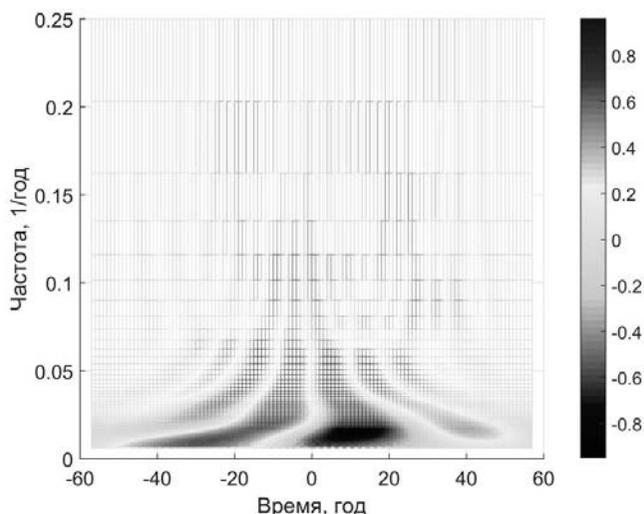


**Р и с. 7.** Корреляционные функции между аномалиями максимальных годовых высот ветровых волн (сплошная), волн зыби (пунктир) и климатическими индексами

**F i g. 7.** Correlation functions between the anomalies of the maximum annual heights of the wind (solid line), swell (dash line) waves, and the climatic indices

Так, классический корреляционный анализ показывает, что изменения аномалий максимальных годовых высот как ветровых волн, так и волн зыби в большей степени связаны с *NAO* (максимальный коэффициент корреляции 0,45), *AMO* (максимальные коэффициенты корреляции 0,40 и 0,56 соответственно) и *PDO* (максимальные коэффициенты корреляции 0,40 и 0,46 соответственно). Коэффициент корреляции с индексом *EA/WR* небольшой, 0,30–0,37.

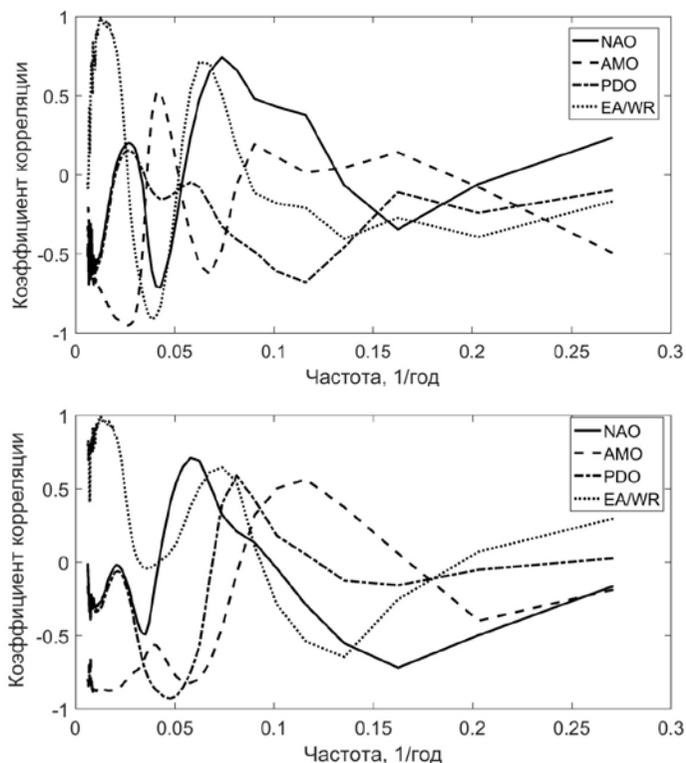
Для анализа корреляционных связей между двумя нестационарными процессами мы предлагаем использовать метод вейвлет-корреляций – построение взаимокорреляционных функций между одними и теми же частотными масштабами вейвлет-разложений, что одновременно будет давать не только корреляционные коэффициенты, но и частоты (периоды), на которых коэффициенты корреляции наиболее значимы. Впервые этот метод был использован нами в [11]. Пример диаграммы вейвлет-корреляций приведен на рис. 8.



**Р и с. 8.** Пример вейвлет-корреляций аномалий максимальных годовых высот ветровых волн с климатическим индексом *PDO*. Шкала соответствует значениям коэффициента корреляции  
**F i g. 8.** Example of the wavelet correlations between the anomalies of the maximum annual heights of the wind waves and the Pacific Decadal Oscillation climatic index. The scale corresponds to the correlation coefficient values

На рис. 9 показаны изменения коэффициентов вейвлет-корреляций между климатическими индексами и аномалиями максимальных годовых высот волн при нулевом сдвиге по времени по всем частотным масштабам. Хорошо видно, что в целом значения корреляционной функции существенно выше, чем при классическом корреляционном анализе. Изменения аномалий максимальных годовых высот ветровых волн в большей степени (модули коэффициентов корреляции более 0,50) связаны с индексом *AMO* на частотах 0,025, 0,04 и 0,07 1/год, с индексом *NAO* – на частотах 0,04, 0,07 и 0,16 1/год, с индексом *PDO* – на частотах 0,011 и 0,115 1/год, с индексом *EA/WR* – на частотах 0,015 и 0,03, 0,06 и 0,13 1/год.

Согласно вейвлет-корреляциям (рис. 9, внизу), на изменения аномалий максимальных годовых высот волн зыби в большей степени влияют изменения индексов *NAO* (частоты 0,035, 0,06 и 0,16 1/год), *AMO* (частоты 0,022, 0,04, 0,06 и 0,116 1/год), *PDO* (частоты 0,045 и 0,08 1/год) и *EA/WR* (частоты 0,015, 0,07 и 0,13 1/год).



**Р и с. 9.** Вейвлет-корреляции между аномалиями максимальных годовых высот ветровых волн (вверху) и волн зыби (внизу) и климатическими индексами при нулевом сдвиге по времени  
**F i g. 9.** Wavelet correlations between the anomalies of the maximum annual heights of the wind (above) and swell (below) waves, and the climatic indices at a zero temporal shear

Вейвлет-корреляции также позволяют оценить временной сдвиг влияния климатических процессов на изменение волнового климата. Так, например, наибольшее значение модуля коэффициента вейвлет-корреляции (0,90) между индексом *PDO* в низкочастотном диапазоне 0,01–0,015 1/год и аномалиями максимальных высот как ветровых волн, так и волн зыби наблюдается с временным сдвигом порядка 6–8 лет, т. е. влияние Тихоокеанского декадного колебания на больших периодах его изменения порядка 60–100 лет на максимальные высоты волн происходит с некоторой задержкой (рис. 8).

Заметим, что наблюдаемые при анализе различия между флуктуациями аномалий максимальных годовых высот ветровых волн и зыби и соответственно – между их связями с изменениями климатических индексов можно объяснить тем, что массив визуально зарегистрированных максимальных годовых высот волн зыби наряду с волнами, имеющими ветровой генезис, может включать и аномально высокие волны, возникающие в отсутствие ветра, так называемые «волны-убийцы», образующиеся за счет других механизмов, например быстрого развития модуляционной неустойчивости [19, 20].

В целом вейвлет-корреляционный анализ показал, что непосредственно на изменения аномалий максимальных годовых высот волн (как ветровых, так и зыби) одинаково влияют следующие климатические индексы:

а) *NAO* – на частотах 0,035–0,04, 0,06–0,07 и 0,16 1/год (периоды порядка 25–28, 14–16 лет и 6–6,5 года);

б) *AMO* – на частотах 0,02, 0,04 и 0,06–0,067 1/год (периоды 50, 25 и порядка 14–16 лет);

в) *PDO* – на частотах 0,08 и 0,11 1/год (периоды порядка 10–12,5 года);

г) *EA/WR* – на частотах 0,015, 0,06–0,07 и 0,13 1/год (периоды порядка 66–67, 14–16 лет и 7–7,5 года).

Заметим, что метод вейвлет-корреляций в отличие от классического корреляционного анализа позволил выявить существенную связь изменений волнового климата с индексом *EA/WR* (рис. 7).

### Выводы

Проведенный анализ показал, что изменения максимальных годовых высот волн и климатических индексов имеют сложный нестационарный характер, это обусловлено модуляцией высокочастотных флуктуаций низкочастотными. Сравнительный анализ методов для выявления взаимосвязей между ними показал, что методы, основанные на вейвлет-анализе (в частности спавлет-анализ и метод вейвлет-корреляций), имеют несомненные преимущества, так как позволяют установить структуру нестационарного процесса, особенности флуктуаций периодов и взаимосвязи с высокой корреляционной точностью. С помощью этих методов были определены основные периоды климатической изменчивости аномалий максимальных годовых высот волн, зависящие от изменений *NAO*, *AMO*, *PDO* и *EA/WR*. Следует отметить, что, поскольку массив визуальных данных наблюдений максимальных высот волн зыби может включать аномальные волны, возникающие в результате других физических механизмов, для исследования взаимосвязей волнового климата с климатическими индексами предпочтительнее использовать данные только по ветровому волнению.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Полонский А. Б. Атлантическая мультидекадная осцилляция и ее проявления в Атлантико-Европейском регионе // Морской гидрофизический журнал. 2008. № 4. С. 69–79.
2. Bromirski P. D., Cayan D. R. Wave power variability and trends across the North Atlantic influenced by decadal climate patterns // Journal of Geophysical Research Oceans. 2015. Vol. 120, iss. 5. P. 3419–3443. doi:10.1002/2014JC010440
3. Galabov V. The Black Sea wave energy: the present state and the twentieth century changes. 2015. URL: <https://arxiv.org/pdf/1507.01187.pdf> (дата обращения: 21.02.2018).
4. Low-frequency variability of storms in the northern Black Sea and associated processes in the ocean-atmosphere system / A. Polonsky [et al.] // Regional Environmental Change. 2014. Vol. 14, iss. 5. P. 1861–1871. doi:10.1007/s10113-013-0546-z
5. Vespremeanu-Stroe A., Tatu F. The influence of North Atlantic Oscillation on Romanian Black Sea coast wind regime // Analele Universitatii din Bucuresti – seria Geografie. 2005. Vol. 54. P. 17–25. URL: [https://www.researchgate.net/profile/Alfred\\_Vespremeanu-Stroe/publication/258257649\\_The\\_influence\\_of\\_North\\_Atlantic\\_Oscillation\\_on\\_Romanian\\_Black\\_Sea\\_coast\\_wind\\_regime/links/00463527a23d009e7b000000/The-influence-of-North-Atlantic-Oscillation-on-Romanian-Black-Sea-coast-wind-regime](https://www.researchgate.net/profile/Alfred_Vespremeanu-Stroe/publication/258257649_The_influence_of_North_Atlantic_Oscillation_on_Romanian_Black_Sea_coast_wind_regime/links/00463527a23d009e7b000000/The-influence-of-North-Atlantic-Oscillation-on-Romanian-Black-Sea-coast-wind-regime) (дата обращения: 21.02.2018).
6. Квазипериодичность пространственно-временной изменчивости ветра Черного моря и ее связь с фазами Североатлантического колебания / Ю. Н. Горячкин [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 5. С. 47–55. doi:10.22449/0233-7584-2017-5-47-55

7. *Нестеров Е. С.* Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. М. : Триада, 2013. 127 с.
8. Role of wave forcing, storms and NAO in outer bar dynamics on a high-energy, macro-tidal beach / G. Masselink [et al.] // *Geomorphology*. 2014. Vol. 226. P. 76–93. doi:10.1016/j.geomorph.2014.07.025
9. Storm climate on the Danube delta coast: evidence of recent storminess change and links with large-scale teleconnection patterns / F. Zăinescu [et al.] // *Natural Hazards*. 2017. Vol. 87, iss. 2. P. 599–621. doi:10.1007/s11069-017-2783-9
10. Ветро-волновые условия Азово-Черноморского побережья Украины / В. А. Наумова [и др.] // *Наук. праці УкрНДГМІ*. 2010. Вип. 259. С. 263–283. URL: <http://uhmi.org.ua/pub/np/259/Naumova-259.pdf> (дата обращения: 21.02.2018).
11. Wave climate of the Black Sea: visual observations and modelling data / M. Shtremel [et al.] // *Proceedings of the 13th International MEDCOAST congress on coastal and marine sciences, engineering, management & conservation (MEDCOAST 17)*. 2017. Vol. 2. P. 1051–1061.
12. Григорьева В. Г., Бадулин С. И. Режимные характеристики ветрового волнения по данным попутных судовых наблюдений и спутниковой альтиметрии // *Океанология*. 2016. Т. 56, № 1. С. 23–29. doi:10.7868/S0030157416010044
13. Gulev S. K., Grigorieva V., Sterl A. Global atlas of ocean waves. 2014. URL: <http://www.sail.msk.ru/atlas/> (дата обращения: 21.02.2018).
14. Григорьева В. Г., Гулев С. К., Гавриков А. В. Исторический архив характеристик ветрового волнения по данным попутных судовых наблюдений // *Океанология*. 2017. Т. 57, № 2. С. 257–260. doi:10.7868/S003015741702006X
15. Stoica P., Moses R. Spectral analysis of signals. New Jersey : Prentice Hall, 2005. 447 p. URL: <http://user.it.uu.se/~ps/SAS-new.pdf> (дата обращения: 21.02.2018).
16. Torrence C., Compo G. P. A practical guide to wavelet analysis // *Bulletin of American Meteorological Society*. 1998. Vol. 79, no 1. P. 61–78.
17. Васильев О. Ф., Савкин В. М., Сапрыкина Я. В. Анализ колебаний уровня озера Чаны // *Доклады Академии наук*. 2006. Т. 407, № 4. С. 533–536.
18. Petenko I. V. Advanced combination of spectral and wavelet analysis (“spavlet” analysis) // *Boundary-Layer Meteorology*. 2001. Vol. 100, iss. 2. P. 287–299. doi:10.1023/A:1019252617881
19. Механизм образования экстремальных штормовых волн на Черном море / С. Ю. Кузнецов [и др.] // *Доклады Академии наук*. 2006. Т. 408, № 1. С. 108–112.
20. Экстремально опасные штормовые условия в Черном море / С. Ю. Кузнецов [и др.] // *Современные проблемы океанологии*. 2011. Вып. 9. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. 66 с.

*Об авторах:*

**Сапрыкина Яна Владимировна**, старший научный сотрудник, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), кандидат физико-математических наук, **ORCID: 0000-0003-0357-0773**, **ResearcherID: F-7556-2014**, **Scopus AuthorID: 6507942096**, [saprykina@ocean.ru](mailto:saprykina@ocean.ru)

**Кузнецов Сергей Юрьевич**, заведующий лабораторией шельфа и морских берегов им. В. П. Зенковича, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), доктор физико-математических наук, **ORCID: 0000-0003-1391-1703**, **ResearcherID: C-6311-2014**, **Scopus AuthorID: 55179774800**, [kuznetsov@ocean.ru](mailto:kuznetsov@ocean.ru)