

Автоколебания интенсивности крупномасштабной циркуляции в Черном море

А. А. Павлушин

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
✉ pavlushin@mhi-ras.ru

Поступила в редакцию 13.05.2022; одобрена после рецензирования 31.08.2022;
принята к публикации 09.09.2022.

Аннотация

Цель. Цель настоящей работы – с помощью численного моделирования провести исследование влияния сезонной изменчивости завихренности касательного напряжения ветра на особенности формирования и интенсивности крупномасштабной циркуляции в Черном море.

Методы и результаты. Численные эксперименты в рамках двухслойной вихререзающей модели Черного моря проводились при воздействии на морскую поверхность периодического сезонно меняющегося поля касательного напряжения ветра, среднегодовая интенсивность которого в течение одного отдельно взятого эксперимента была постоянной, но отличалась в различных экспериментах. Расчеты велись на длительный период времени, достаточный для того, чтобы решение задачи можно было считать статистически равновесным. Интенсивность крупномасштабной циркуляции определялась по интегральным значениям энергетических характеристик модели – кинетической и доступной потенциальной энергий течений. В результате расчетов получены многолетние ряды мгновенных полей течений в двухслойном море при различной интенсивности ветрового воздействия, которые подвергались дальнейшему анализу.

Выводы. Установлено, что при определенных параметрах ветрового воздействия в Черном море могут возникать колебания интенсивности крупномасштабной циркуляции с периодом 6–8 лет, причиной которых не является межгодовая изменчивость среднегодовой величины завихренности касательного напряжения ветра. Учитывая тот факт, что возбуждающее ветровое воздействие в проведенных экспериментах имело только сезонную изменчивость и повторялось от года к году, полученные в модели многолетние колебания интенсивности крупномасштабных течений можно классифицировать как автоколебания – незатухающие колебания, поддерживаемые внешним источником энергии, поступление которой регулируется самой колебательной системой. Необходимый для существования автоколебаний механизм обратной связи в рассматриваемом случае обеспечивается зависимостью потока поступающей в море ветровой энергии от пространственного распределения поверхностных течений, которое может изменяться вследствие гидродинамической неустойчивости течений и генерации волн Россби.

Ключевые слова: Черное море, интенсивность крупномасштабной циркуляция, межгодовая изменчивость, автоколебания, бароклинные волны Россби

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ по теме FNNN-2021-0003 «Развитие методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с привлечением данных дистанционных и контактных измерений».

Для цитирования: Павлушин А. А. Автоколебания интенсивности крупномасштабной циркуляции в Черном море // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 6. С. 605–619. EDN UFLDYX. doi:10.22449/0233-7584-2022-6-605-619

Self-Oscillations of Large-Scale Circulation Intensity in the Black Sea

A. A. Pavlushin

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
✉ pavlushin@mhi-ras.ru

Abstract

Purpose. The work is aimed at investigating the influence of seasonal variability of tangential wind stress vorticity on the features of formation and intensity of the large-scale circulation in the Black Sea using the numerical simulation method.

Methods and Results. Numerical experiments within the framework of the two-layer eddy-resolving model of the Black Sea were carried with the sea surface subjected to a periodical seasonally changing field of tangential wind stress, the average annual intensity of which was constant during one individual experiment, but was various in different experiments. Numerical integration over time was performed for a long time period, which was sufficient for the model solution to be considered statistically equilibrium. The large-scale circulation intensity was determined from the integral values of the model energy characteristics, namely the kinetic and available potential energies. The calculations have resulted in the long-term series of instantaneous current fields in the two-layer sea at different wind forcing intensity, which were subjected to further analysis.

Conclusions. It has been established that in the Black Sea at certain parameters of wind forcing, the fluctuations can be induced in the large-scale circulation intensity with a period 6–8 years; at that the interannual variability of the average annual value of the tangential wind stress vorticity is not a reason of this phenomena. Taking into account the fact that the exciting wind forcing in the performed experiments was only of seasonal variability and repeated from year to year, the model-obtained long-term fluctuations in the large-scale currents intensity could be classified as the self-oscillations. The latter are the non-damped oscillations supported by an external energy source, the supply of which is regulated by the oscillatory system itself. In the case under consideration, the feedback mechanism required for the existence of self-oscillations, is provided by the dependence of the wind energy flow entering the sea upon the spatial distribution of surface currents, which can change in consequence of hydrodynamic instability of the currents and generation of the Rossby waves.

Keywords: Black Sea, large-scale circulation intensity, interannual variability, self-oscillations, baroclinic Rossby waves

Acknowledgements: the study was carried out within the framework of the state assignment of the MHI RAS on the theme FNNN-2021-0003 “Development of operational oceanology methods based on interdisciplinary research of the processes of marine environment formation and evolution, and mathematical modeling using the data of remote and contact measurements”.

For citation: Pavlushin, A.A., 2022. Self-Oscillations of Large-Scale Circulation Intensity in the Black Sea. *Physical Oceanography*, 29(6), pp. 587-601. doi:10.22449/1573-160X-2022-6-587-601

Введение

Согласно наблюдениям и данным реанализа [1–5], интенсивность крупномасштабной циркуляции в Черном море претерпевает значительные сезонные и межгодовые изменения. Причиной этого принято считать изменчивость внешних условий, определяющих само существование крупномасштабной циклонической циркуляции в Черном море, а именно: интегральную завихренность касательного напряжения ветра, которая в среднем за год над всей акваторией моря имеет циклонический характер [6–8].

Цель настоящей работы состоит в том, чтобы с помощью упрощенной гидродинамической модели проверить правильность существующих гипотез

о причинах колебаний интенсивности крупномасштабной циркуляции в Черном море и постараться понять физические механизмы этого явления. В качестве критерия интенсивности крупномасштабной циркуляции были использованы величины осредненных по акватории моря кинетической и доступной потенциальной энергий, которые легко определяются по результатам моделирования.

Параметры модели и описание численных экспериментов

Подробное описание двухслойной вихреразрешающей модели, использованной для расчетов, можно найти в наших предыдущих работах [9, 10].

Несмотря на кажущуюся простоту, двухслойная модель позволяет учесть основные факторы [9], оказывающие влияние на формирование течений, и достаточно хорошо описывает особенности крупномасштабной циркуляции в верхнем и нижнем слоях Черного моря, разграниченных между собой постоянным пикноклином [11], который формируется благодаря пресноводному речному стоку на поверхности моря и проникновению в его глубинный слой «тяжелой» соленой воды через нижнебосфорское течение.

При расчетах в модели были использованы следующие параметры: разрешение по пространству (размер горизонтальной ячейки) $\Delta x = \Delta y = 3000$ м; шаг по времени $\Delta t = 120$ с; коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости, параметризованной бигармоническим оператором, $A_B = 2 \cdot 10^8$ м⁴/с; коэффициент придонного трения, пропорционального квадрату скорости, $r_H = 0,002$; коэффициент линейного трения между слоями $r_L = 2 \cdot 10^{-6}$ м/с; редуцированное ускорение свободного падения $0,032$ м/с²; параметр Кориолиса $f = f_0 + \beta y$, где $f_0 = 10^{-4}$ 1/с, $\beta = 2 \cdot 10^{-11}$ 1/с/м; толщина верхнего слоя в состоянии покоя $h_0 = 100$ м.

Для возбуждения движения водных масс на морской поверхности задавалось модельное поле касательного напряжения ветра $\tau(x, y, t)$, рассчитанное по следующим формулам:

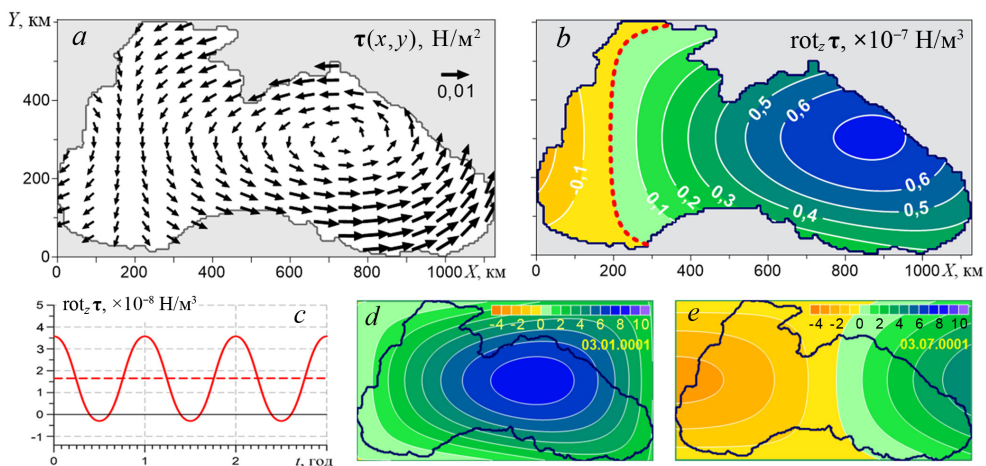
$$\begin{aligned} \tau_x(x, y, t) &= -\tau_0^x \cos\left(\frac{\pi x}{L} + \pi\left(\frac{1}{2} - \gamma S\right)\right) \cos\left(\frac{\pi y}{B}(1-S)\right), \\ \tau_y(x, y, t) &= -\tau_0^y \sin\left(\frac{\pi x}{L} + \pi\left(\frac{1}{2} - \gamma S\right)\right) (1-S) \frac{\left(\frac{x}{\Delta x}\right)^2 + 20000}{\left(\frac{L}{\Delta x}\right)^2 + 20000}, \end{aligned} \quad (1)$$

где τ_0^x, τ_0^y – постоянные для каждого эксперимента значения, задающие максимальную величину касательного напряжения ветра; $\gamma \in [0; 1]$ – подгоночный коэффициент, определяющий распространение зоны антициклонической завихренности на восток в летний период; L, B – размеры области интегрирования по осям X, Y соответственно; $S = 0,5 \cdot \sin^2(\pi t/8640)$ – параметр, определяющий сезонный ход; t – время расчета в часах; Δx – шаг сетки вдоль оси X .

Полученное таким образом поле $\tau(x, y, t)$ имитирует основные особенности реального ветрового воздействия, а именно: циклонический характер интегральной завихренности касательного напряжения ветра, сезонную изменчивость завихренности τ и смещение максимума циклонической завихренности

в восточную половину бассейна [6, 12, 13]. Необходимо отметить, что перечисленные особенности оказывают важное влияние на формирование крупномасштабной циркуляции, наблюдаемой в Черном море [10].

Для лучшего представления на рис. 1, *a*, *b* приведены используемое в одном из экспериментов поле касательного напряжения ветра, полученное осреднением за один год рассчитанных по формуле (1) полей, и завихренность этого среднегодового поля. На рис. 1, *c* – *e* показана сезонная изменчивость завихренности напряжения ветра. Видно, что в зимний период знак $\text{rot}_z \tau$ над всем морем соответствует циклонической завихренности, максимум которой находится в восточной половине моря, а летом над западной частью моря располагается область антициклонической завихренности τ .



Р и с. 1. Средние за год поля касательного напряжения ветра (*a*) и завихренности касательного напряжения ветра (*b*); годовой ход средней по акватории завихренности касательного напряжения ветра (*c*) (штриховая линия соответствует среднегодовому значению); мгновенные поля завихренности касательного напряжения ветра в начале января (*d*) и в начале июля (*e*)

F i g. 1. Annual average fields of the tangential wind stress (*a*) and the tangential wind stress vorticity (*b*); annual variation of the tangential wind stress vorticity average over the water area (*c*) (dashed line corresponds to the annual average value); instantaneous fields of the tangential wind stress vorticity in early January (*d*) and early July (*e*)

В используемой в настоящей работе версии модели в отличие от предыдущих версий [9, 10] при определении силы механического воздействия ветра на морскую поверхность вводится коррекция, которая учитывает влияние скорости поверхностных течений на величину касательного напряжения ветра. Аэродинамическая формула для расчета касательного напряжения ветра [8] в этом случае принимает следующий вид:

$$\tau^* = \rho_a C_d |\mathbf{U}_a - \mathbf{u}_1| (\mathbf{U}_a - \mathbf{u}_1), \quad (2)$$

где τ^* – касательное напряжение ветра с учетом поверхностного течения (H/M^2); ρ_a – плотность воздуха ($\text{кг}/\text{M}^3$); $C_d = 1,3 \cdot 10^{-3}$ – эмпирический безразмерный коэффициент сопротивления морской поверхности; $\mathbf{U}_a = (U_a, V_a)$ – скорость ветра на высоте 10 м над морем ($\text{м}/\text{с}$); $\mathbf{u}_1 = (u_1, v_1)$ – скорость поверхностного течения ($\text{м}/\text{с}$).

Данная коррекция позволяет физически более правильно описать процесс обмена импульсом между атмосферой и морской поверхностью. В работах [14, 15] отмечается важность правильного расчета касательного напряжения ветра, воздействующего на морскую поверхность, поскольку это главная движущая сила, формирующая течения. Эмпирическая формула для расчета τ не учитывает движение поверхности моря, разницу температур воды и воздуха, которая влияет на приводную стратификацию атмосферы, взволнованность морской поверхности. Эти факторы могут играть большую роль в обмене импульсом между атмосферой и океаном и оказывать влияние на результаты моделирования. В данной работе приводится один из примеров, когда учет поверхностных течений при расчете касательного напряжения ветра оказывает воздействие на конечный результат.

Алгоритм расчета касательного напряжения ветра на каждом шаге интегрирования по времени следующий:

– сначала по формулам (1) рассчитываются горизонтальные компоненты касательного напряжения ветра (τ_x, τ_y) в узлах сетки над неподвижным морем;

– затем с использованием аэродинамической формулы $\tau = \rho_a C_d |\mathbf{U}_a| U_a$ для неподвижной поверхности определяются горизонтальные компоненты скорости ветра на высоте 10 м (U_a, V_a), соответствующие рассчитанному выше касательному напряжению ветра: из $\tau = \rho_a C_d |\mathbf{U}_a| U_a$ следует $\tau_x = \rho_a C_d |U_a| U_a$, $\tau_y = \rho_a C_d |U_a| V_a$, $|\tau| = \rho_a C_d |U_a|^2$, в результате получим

$$U_a = \frac{\tau_x}{\rho_a C_d |U_a|}, \quad V_a = \frac{\tau_y}{\rho_a C_d |U_a|}, \quad |U_a| = \sqrt{\frac{|\tau|}{\rho_a C_d}}, \quad \text{где } |\tau| = \sqrt{\tau_x^2 + \tau_y^2};$$

– после вычисления U_a, V_a пересчитываются горизонтальные компоненты касательного напряжения ветра по формуле (2), в которой учитываются скорости поверхностных течений:

$$\begin{aligned} \tau_x^* &= \rho_a C_d |U_a - \mathbf{u}_1| (U_a - u_1), \\ \tau_y^* &= \rho_a C_d |U_a - \mathbf{u}_1| (V_a - v_1), \\ |U_a - \mathbf{u}_1| &= \sqrt{(U_a - u_1)^2 + (V_a - v_1)^2}. \end{aligned}$$

Значения τ_x^*, τ_y^* – компоненты τ^* , полученные после коррекции, используются в уравнениях модели. В результате коррекции значения τ^* получаются меньше, чем τ , соответственно меньшей получается и завихренность τ^* .

Интегрирование по времени во всех представленных экспериментах проводилось из состояния покоя на многолетний период, достаточный для того, чтобы считать полученное решение статистически равновесным. Это означает, что при осреднении за некоторый (достаточно большой) отрезок времени все средние характеристики модели должны оставаться постоянными с заданной точностью. Такой временной период условимся называть статистически равновесным, или периодом статистического равновесия.

Была проведена серия экспериментов, которые отличались между собой интенсивностью задаваемого поля касательного напряжения ветра $\tau(x, y, t)$. При этом характер изменчивости поля $\tau(x, y, t)$ оставался неизменным. В каждом отдельном эксперименте касательное напряжение ветра имело только периодическую сезонную изменчивость, а межгодовая изменчивость отсутствовала. Технически это заключалось в увеличении с некоторым шагом постоянных значений τ_0^x, τ_0^y , используемых в формулах (1) при переходе от предыдущего эксперимента к следующему. В качестве характеристики ветрового воздействия в работе использована средняя за год и по акватории моря завихренность касательного напряжения ветра $T = \overline{\langle \text{rot}_z \tau(x, y, t) \rangle}$, которая для каждого отдельного эксперимента являлась постоянной величиной (угловые скобки означают осреднение по пространству, черта сверху – осреднение по времени).

Критерием интенсивности циркуляции, как уже говорилось, были выбраны средние по акватории моря значения кинетической энергии в двух слоях K_1, K_2 и доступной потенциальной энергии P . Для их вычисления использовались следующие формулы:

$$K_1 = \rho_1 \left\langle h_1 \frac{\mathbf{u}_1^2}{2} \right\rangle, \quad K_2 = \rho_2 \left\langle h_2 \frac{\mathbf{u}_2^2}{2} \right\rangle, \quad P = \rho_2 g' \left\langle \frac{(h_1^2 - h_0^2)}{2} \right\rangle,$$

где ρ_1, ρ_2 – плотность воды в верхнем и нижнем слоях; h_1, h_2 – толщины верхнего и нижнего слоев; $\mathbf{u}_1, \mathbf{u}_2$ – скорости течений в слоях; h_0 – толщина верхнего слоя в состоянии покоя.

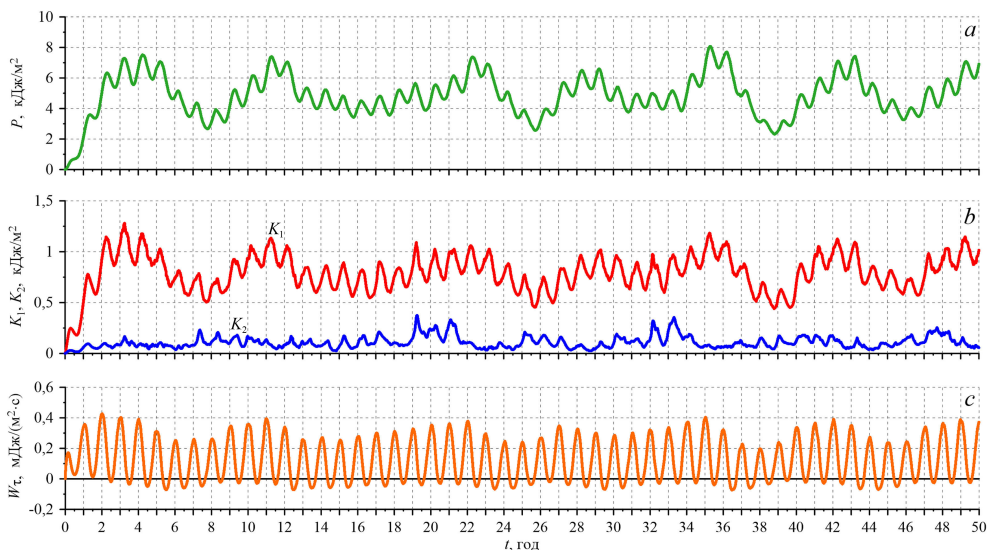
Кроме значений K_1, K_2, P при анализе результатов экспериментов также вычислялись и анализировались осредненные по площади моря составляющие энергетического баланса, которые представляют собой потоки энергии, или работу в единицу времени (мощность) сил, воздействующих на водные массы и приводящих к изменению K_1, K_2, P [16]. Наиболее важным из этих потоков для данной работы является поток поступающей в море энергии от ветра (ветровая накачка) $W_\tau = \rho_1 \langle \boldsymbol{\tau} \cdot \mathbf{u}_1 \rangle = \rho_1 \langle |\boldsymbol{\tau}^*| \cdot |\mathbf{u}_1| \cdot \cos(\alpha) \rangle$, где α – угол между векторами $\boldsymbol{\tau}^*$ и \mathbf{u}_1 . Поскольку $|\boldsymbol{\tau}^*| \cdot \cos(\alpha) \leq |\boldsymbol{\tau}| \cdot \cos(\alpha)$, то можно констатировать, что вводимая в модели коррекция приводит к уменьшению потока энергии, направленного от ветра в море.

Анализ результатов численных экспериментов

Анализ удобно начать с эксперимента, в котором было использовано поле касательного напряжения ветра с наименьшей из всех проведенных экспериментов интенсивностью: средняя за год и по акватории моря завихренность касательного напряжения ветра T составляла $1,5 \cdot 10^{-8} \text{ Н/м}^3$. На рис. 2 для этого эксперимента приведены графики временного хода осредненных по акватории моря доступной потенциальной и кинетической энергий, а также потока энергии, передаваемой от ветра в море.

При сопоставлении графиков энергий видно, что кинетическая энергия течений в верхнем слое K_1 и доступная потенциальная энергия P хорошо коррелируют между собой (рис. 2, *a, b*). Коэффициент корреляции, рассчитанный

для этих характеристик на временном промежутке 0–50 лет, равен 0,92, что указывает на сильную линейную зависимость между ними. Это является следствием квазигеострофичности крупномасштабных движений и гидростатичности модели.



Р и с. 2. Временная изменчивость осредненных по акватории моря энергий P (a), K_1 , K_2 (b) и потока энергии от ветра W_τ (c)

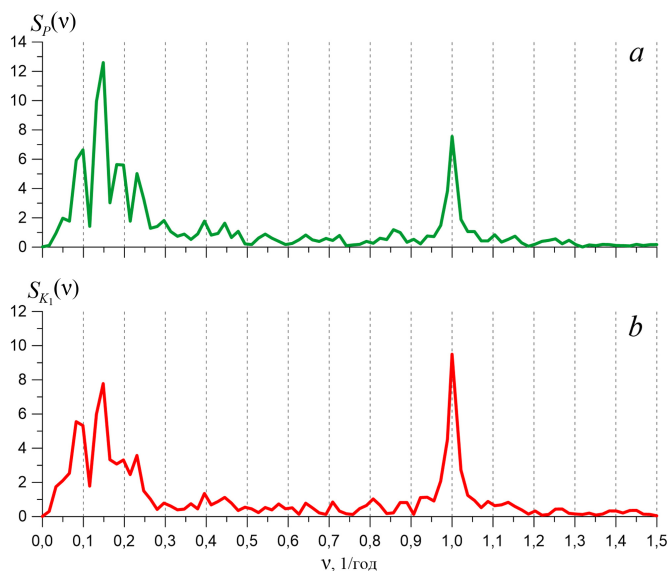
F i g. 2. Temporal variability of the sea area averaged energies P (a), K_1 , K_2 (b), and the wind-induced energy flux W_τ (c)

Кинетическая энергия течений в нижнем слое K_2 принимает значения, меньшие по сравнению с K_1 и P , и имеет очень слабую линейную корреляцию с ними (соответствующие коэффициенты корреляции равны 0,27 и 0,01). Отсюда следует вывод, что для оценки интенсивности циркуляции в верхнем слое можно использовать либо K_1 , либо P , а K_2 лучше применять только для оценки интенсивности циркуляции в нижнем слое.

Согласно рис. 2, временная изменчивость энергетических характеристик верхнего слоя в первом эксперименте включает в себя сезонную изменчивость и значительные межгодовые колебания с периодом 6–8 лет, которые хорошо проявляются в частотных спектрах P и K_1 (рис. 3).

Сезонная изменчивость интенсивности черноморских течений в зависимости от завихренности касательного напряжения ветра над акваторией моря достаточно хорошо изучена, понятна и не вызывает серьезных вопросов. В годовом ходе интенсивность крупномасштабной циркуляции изменяется вслед за потоком энергии, поступающей в море от ветра (рис. 2, c), с отставанием по фазе примерно на 3 мес. Данная задержка связана с тем, что для формирования градиентных течений циклоническому ветру необходимо переместить в верхнем слое моря в направлении к берегу большие массы воды, а на это требуется некоторое время. В рассматриваемом эксперименте данный временной сдвиг составил ~ 3 мес, или четверть годового периода, но, вероятно, он может быть

немного меньше или больше в зависимости от характеристик внешнего воздействия (данный вопрос требует дальнейшего изучения).

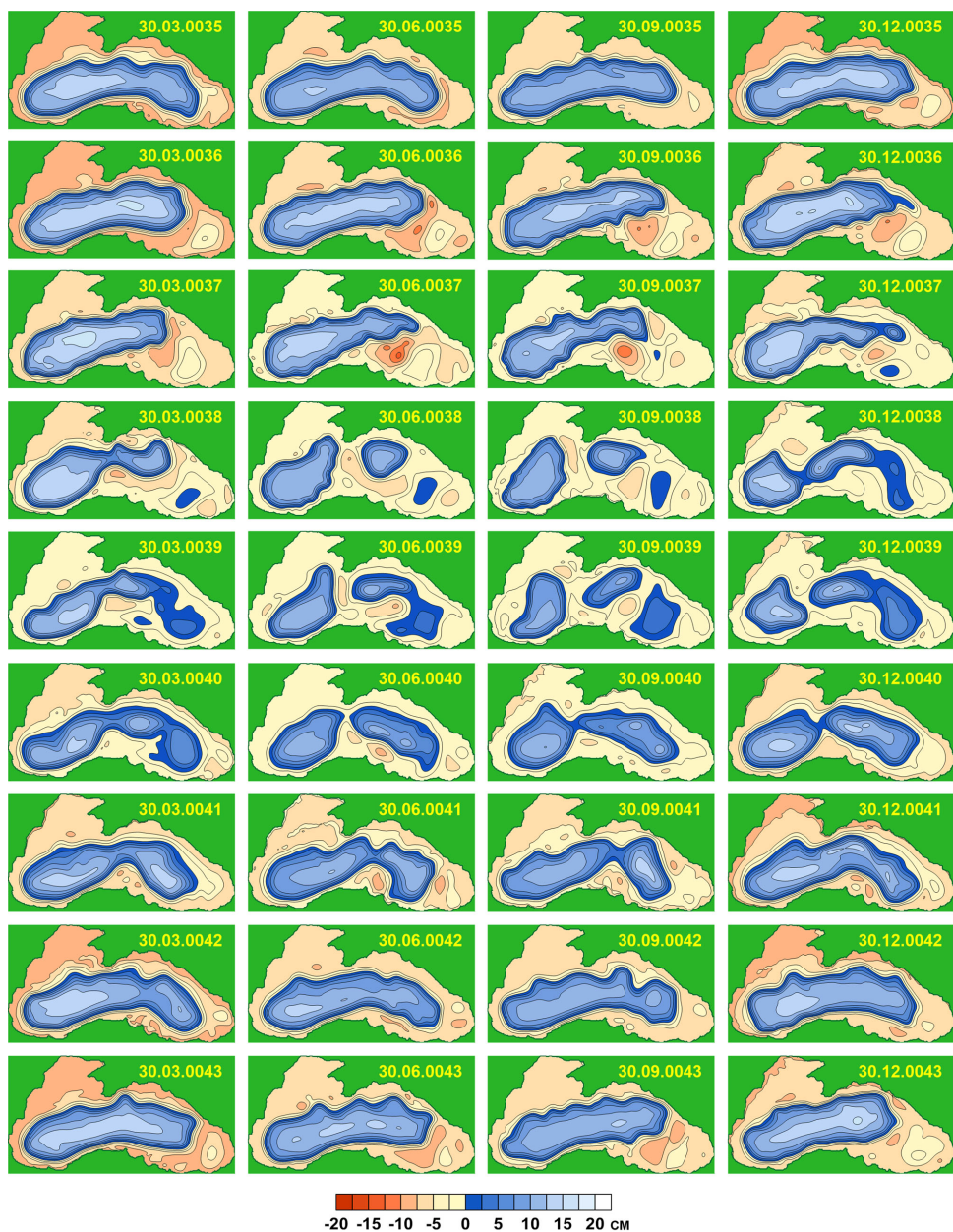


Р и с. 3. Частотные спектры средних по акватории энергий P (a) и K_1 (b)
F i g. 3. Frequency spectra of the water area average energies P (a) and K_1 (b)

Что касается упомянутых ранее колебаний энергии с периодом несколько лет, то их проявление оказалось неожиданным, учитывая отсутствие в модели межгодовой изменчивости внешнего ветрового фактора. Последнее обстоятельство дает основание классифицировать полученную в экспериментах межгодовую изменчивость интенсивности циркуляции как автоколебательный процесс. Автоколебания – это незатухающие колебания, поддерживаемые внешним источником энергии, поступление которой регулируется самой колебательной системой¹. При сопоставлении колебаний энергии с изменением ее притока от ветра в море (рис. 2) можно отметить, что снижение интенсивности общей циркуляции происходит в годы, когда ветровая накачка уменьшается. Других причин, вызывающих уменьшение энергии, таких как, например, увеличение диссипации энергии вследствие придонного трения и/или горизонтальной турбулентной вязкости, выявлено не было.

Далее постараемся разобраться в причинах ослабления ветровой накачки. Поток ветровой энергии, поступающей в море, представляет собой работу в единицу времени (мощность) силы трения ветра по перемещению водной массы. Как отмечалось выше, он равен скалярному произведению векторов касательного напряжения ветра и скорости течения на поверхности моря, а значит, зависит от угла α между этими векторами. Поскольку в рассматриваемых экспериментах поля напряжения ветра задаются строго по формуле (1) и не имеют межгодовой изменчивости, то меняться от года к году могут только векторы скорости поверхностных течений.

¹ Харкевич А.А. Автоколебания. М. : ЛИБРОКОМ, 2009. 76 с.



Р и с. 4. Последовательные мгновенные поля уровня моря ζ (см) при $T = 1,5 \cdot 10^{-8} \text{ Н/м}^3$ (формат времени – ДД.ММ.ГГГГ)

F i g. 4. Successive instantaneous sea level fields ζ (cm) at $T = 1,5 \cdot 10^{-8} \text{ Н/м}^3$ (time format – day/month/year)

Для понимания специфики изменчивости циркуляции в верхнем слое рассмотрим последовательные карты уровня моря $\zeta(x, y)$, построенные по данным рассматриваемого эксперимента за 9 модельных лет (35–43-й годы) с частотой 3 мес (рис. 4). Выбранный период соответствует одному полному циклу рас-

смаатриваемых колебаний энергетических характеристик (рис. 2). Пространственное распределение ζ вследствие квазигеострофичности движений рассматриваемых масштабов [17] дает хорошее представление о течениях в верхнем слое моря: изолинии ζ совпадают с линиями тока, а их сгущение соответствует положению струи Основного Черноморского течения (ОЧТ).

В результате визуального анализа мгновенных полей уровня моря установлено, что в годы, в которые наблюдался максимальный приток энергии от ветра в море, крупномасштабная циркуляция представляла собой один большой циклонический круговорот ОЧТ, который имел наибольшее распространение по площади моря (рис. 4, 35-й год). Подобная циркуляция в рассматриваемом эксперименте формировалась в 4, 11, 22, 35, 42-й годы. Большой приток энергии приводит к еще большей интенсификации течений (рис. 4, 30.03.0036), поэтому в годы, в начале которых W_τ был максимален, отмечались наибольшие значения P , K_1 . Таким образом, работает положительная обратная связь между интенсивностью циркуляции и притоком энергии от ветра. В используемой версии модели данная обратная связь имеет ограничение по максимуму за счет коррекции касательного напряжения ветра, вследствие чего скорость поверхностного течения не может превышать скорости ветра, который это течение вызывает.

В годы с максимальным притоком энергии (в рассматриваемом цикле это 35-й год) в летний период струя ОЧТ, расположенная над свалом глубин в восточной части моря, отходила от берега и начинала перемещаться в западном направлении со скоростью $\sim 0,5\text{--}0,8$ см/с, что приводило к сжатию крупномасштабного круговорота ОЧТ с восточной стороны и его смещению в западную часть бассейна. Этот процесс продолжался в осенне-зимний период 35-го года и далее – в течение всего 36-го года. Перемещение струи ОЧТ в восточной половине моря приводило к рассогласованию полей τ и u_1 и, как следствие, – к уменьшению притока ветровой энергии в море, что в свою очередь способствовало снижению интенсивности циркуляции.

Описанный механизм обеспечивает отрицательную обратную связь, необходимую для существования автоколебаний. Скорость перемещения струи ОЧТ с востока на запад соответствует фазовой скорости первой моды бароклинной волны Россби [18], которая для двухслойной жидкости может быть вычислена по формуле $C_R = -\beta R_1^2 = -\beta(\sqrt{g'h_0}/f_0)^2$, где R_1 – бароклиный радиус деформации Россби. С учетом заданных в модели значений параметров $C_R = -0,64$ см/с, что вполне согласуется с полученными результатами.

Далее в эксперименте в течение 37-го года происходило дальнейшее сжатие циклонического круговорота в западную часть бассейна и снижение интенсивности крупномасштабной циркуляции. Но уже в зимний период 37–38-го года и весной 38-го года в восточной части бассейна появились признаки образования новой (еще слабой) циклонической циркуляции, которая летом и осенью 38-го года разваливалась на несколько отдельных циклонических вихрей. В следующие 39–41-й годы в бассейне формировались новые крупномасштабные течения на фоне оставшегося от прежней циркуляции ослабленного циклонического круговорота в западной части моря. Характерной особенностью

циркуляции в эти годы было ее разделение в летний период на отдельные крупномасштабные циклоны – «очки Книповича».

В марте 42-го года циклонический круговорот ОЧТ достиг своего максимального распространения, как в 35-м году, и далее цикл трансформации течений повторился.

В работе Г. Ф. Сафронова ², посвященной исследованию влияния ветрового воздействия на двухслойную жидкость, показано, что сезонная изменчивость внешнего ветрового воздействия в двухслойном море должна приводить к гидродинамической неустойчивости крупномасштабного течения и образованию у восточного берега моря бароклинных волн Россби. Можно предположить, что отрыв струи ОЧТ от восточного берега в годы с максимальной интенсивностью циркуляции является результатом такого процесса. Необходимо отметить, что формирование волн Россби в бассейне в другие годы также происходило, но при отсутствии мощной ветви ОЧТ у восточного берега изменение поля скорости в верхнем слое моря при прохождении этих волн не приводило к резкому ослаблению W_{τ} .

В следующих экспериментах при последовательном усилении интенсивности касательного напряжения ветра и увеличении его средней завихренности до значения $T = 1,85 \cdot 10^{-8}$ Н/м³ не происходило существенных изменений в характере крупномасштабной циркуляции, рассмотренной для первого эксперимента (рис. 4). Наблюдался только пропорциональный T рост значений энергетических характеристик (рис. 5 *a, b*). Но при T , равной $1,90 \cdot 10^{-8}$ Н/м³ и более, полученные ранее колебания интенсивности крупномасштабной циркуляции перестали проявляться, остались только ее сезонные изменения, при которых циркуляция усиливалась в зимний и весенний сезоны, а летом вследствие обострения гидродинамической неустойчивости течений при ослаблении ветровой накачки активизировалось меандрирование ОЧТ (рис. 5, *c, d*).

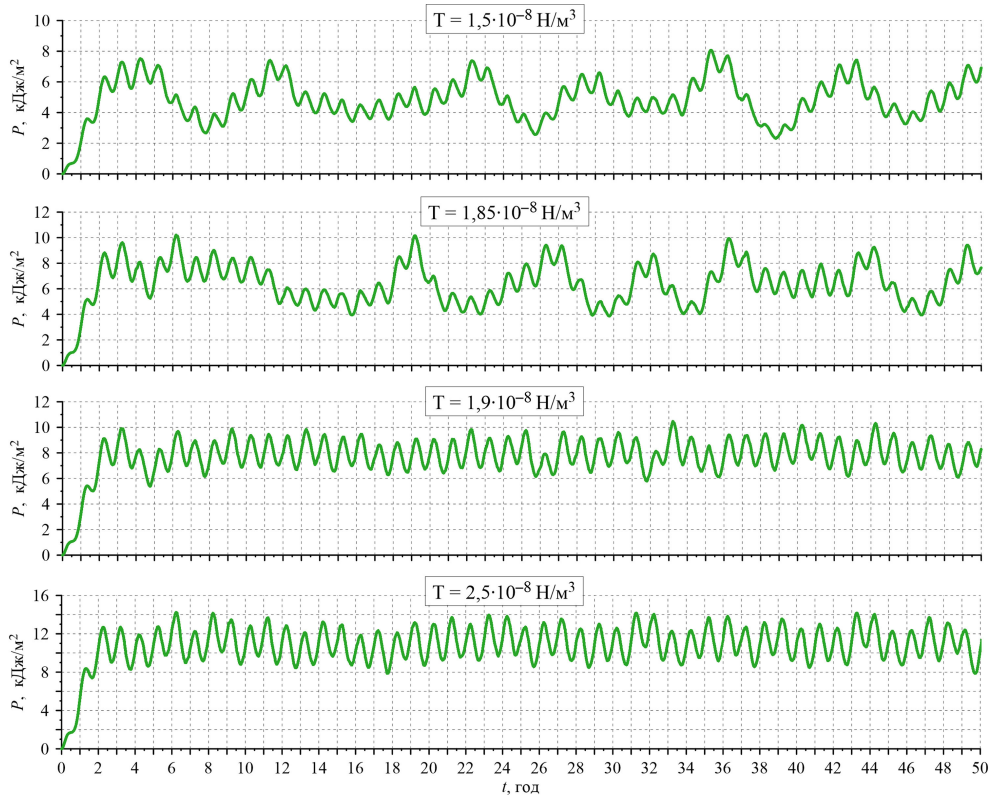
Отсутствие генерации многолетних колебаний энергии течений при больших значениях T можно объяснить прекращением отрыва и перемещения струи ОЧТ на востоке бассейна в летние периоды (рис. 6), что выключило из работы описанный выше механизм обратной связи, приводящий к уменьшению потока W_{τ} .

Самое простое объяснение причины стационарирования ОЧТ при усилении ветрового воздействия состоит в том, что для формирования волны Россби в виде отрыва течения от восточного склона бассейна при летнем уменьшении $\text{rot}_{\tau} \tau$ просто не хватает времени. На рис. 6 можно заметить, что в летние месяцы струя ОЧТ на востоке моря начинает движение на запад, но усиление завихренности напряжения ветра осенью – зимой возвращает ОЧТ на прежнее место.

Другой возможной причиной, по которой волна Россби не возникает и положение восточной струи ОЧТ сохраняется, могут быть более мощные течения, образующиеся в нижнем слое моря вследствие более сильной завихренности напряжения ветра. Во время летнего ослабления ветровой накачки эти

² Сафронов Г. Ф. Возбуждение длинных волн в океане крупномасштабными изменениями в поле касательного напряжения ветра. М. : Гидрометеоздат, 1985. 108 с.

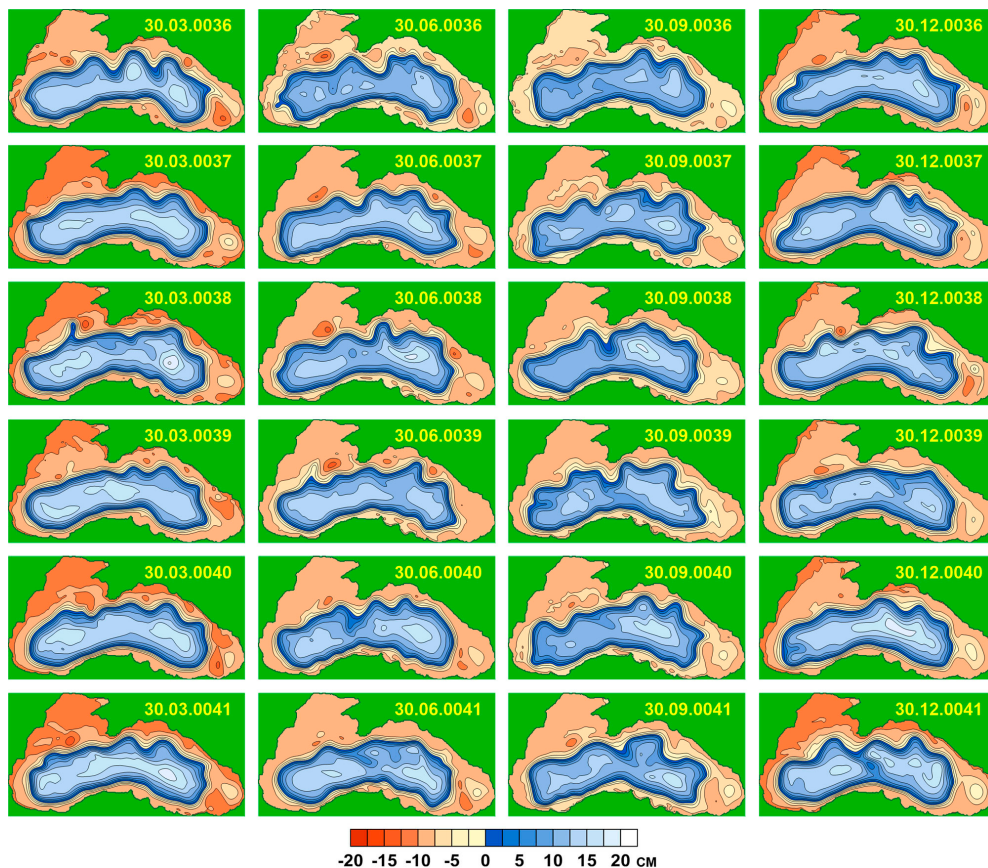
течения способны поддерживать P и K_1 . Согласно закону о сохранении потенциального вихря, течения в нижнем слое вынужденно следуют вдоль изобат и бароклинной волне Россби не хватает мощности, чтобы оторвать их от материкового склона.



Р и с. 5. Изменение средней по акватории моря доступной потенциальной энергии в экспериментах при различных значениях T
F i g. 5. Change in the sea area averaged available potential energy in the experiments at different values T

Представленные особенности формирования течений под действием периодического ветра в некотором смысле согласуются с результатами лабораторного моделирования [6] по изучению реакции установившегося движения двухслойной жидкости во вращающемся бассейне на изменчивость внешнего ветрового воздействия. В лабораторных экспериментах при прекращении действия ветра на короткий промежуток времени с последующим его возобновлением общая круговая циркуляция в бассейне восстанавливалась. Если промежуток времени с «отключенным» ветром увеличивался, то после его возобновления прежняя циркуляция не восстанавливалась, а распадалась на отдельные вихри, которые перемещались к центру бассейна. При этом вдоль берега начинала формироваться новая круговая циркуляция. В численных экспериментах, рассмотренных в данной работе, менялась не продолжительность ветрового воздействия, а его средняя интенсивность, но полученные результаты сходны:

также были получены два режима течений с восстановлением прежней циркуляции и формированием новой.



Р и с. 6. Последовательные мгновенные поля уровня моря ζ (см) при $T = 1,90 \cdot 10^{-8} \text{ Н/м}^3$ (формат времени – ДД.ММ.ГГГГ)

F i g. 6. Successive instantaneous sea level fields ζ (cm) at $T = 1.90 \cdot 10^{-8} \text{ Н/м}^3$ (time format – day/month/year)

З а к л ю ч е н и е

Проведенные численные эксперименты показали, что при воздействии на морскую поверхность периодического сезонно меняющегося ветра в Черном море в зависимости от величины среднегодовой завихренности напряжения ветра возможны два режима крупномасштабной циркуляции.

Первый режим может существовать при малых значениях среднегодовой завихренности касательного напряжения ветра. Этот режим характеризуется наличием значительной межгодовой изменчивости интенсивности циркуляции в виде колебаний с периодом 6–8 лет. По своей сути такие колебания являются автоколебаниями, в которых ключом, обеспечивающим обратную связь, выступает зависимость потока поступающей в море ветровой энергии от изменения положения струи ОЧТ, вызванного формированием у восточной границы и дальнейшим перемещением на запад бароклинной волны Россби.

Сезонная изменчивость внешних ветровых условий способствует ежегодному формированию таких волн. Но существенное воздействие на поток энергии, поступающей от ветра в море, волны Россби оказывают только в том случае, если под их влияние попадает мощный поток ОЧТ в восточной части моря.

В настоящей работе установлено, что для существования автоколебаний интенсивности циркуляции необходимо, чтобы средняя за год и по акватории моря величина завихренности касательного напряжения ветра T не превышала некоторого порогового значения, которое в представленных расчетах составило $1,85 \cdot 10^{-8} \text{ Н/м}^3$. При T , равной $1,90 \cdot 10^{-8} \text{ Н/м}^3$ и более, формировался уже другой режим циркуляции, при котором вышеуказанные автоколебания не образовывались, а интенсивность крупномасштабной циркуляции определялась величиной завихренности касательного напряжения ветра. Колебания энергии в этом случае имели только сезонный ход, а ограничение потока энергии в море происходило вследствие меандрирования ОЧТ, которое усиливалось в летний период.

Наблюдаемая величина среднегодовой завихренности напряжения трения ветра над акваторией Черного моря составляет $1,67 \cdot 10^{-8} \text{ Н/м}^3$, что меньше указанного выше порогового значения. Следовательно, многолетние колебания интенсивности циркуляции, обусловленные внутренней динамикой моря, с большой вероятностью могут присутствовать в данных наблюдений. Отметим, что использование в работе коррекции при расчете напряжения ветра привело к существенному увеличению порогового значения для завихренности напряжения ветра, ниже которого в модели возникали автоколебания интенсивности циркуляции. Без коррекции пороговое значение T было бы равно $\sim 1,20 \cdot 10^{-8} \text{ Н/м}^3$ и существование в Черном море вышеописанных автоколебаний считалось бы маловероятным.

Основной вывод данной работы состоит в том, что кроме изменения величины касательного напряжения ветра и величины его средней по акватории завихренности на интенсивность крупномасштабной циркуляции в Черном море существенное влияние могут оказывать гидродинамические процессы в верхнем слое моря, вызванные сезонной изменчивостью ветровых условий над морской поверхностью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Коротаев Г. К.* О причине сезонного хода циркуляции Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2001. № 6. С. 14–20. EDN YVONDN.
2. *Stanev E. V.* Understanding Black Sea Dynamics: Overview of Recent Numerical Modeling // Oceanography. 2005. Vol. 18, iss. 2. P. 56–75. doi:10.5670/oceanog.2005.42
3. *Полонский А. Б., Шокурова И. Г.* Изменения сезонного хода геострофической циркуляции в Черном море // Морской гидрофизический журнал. 2010. № 1. С. 16–31. EDN RPJKSS.
4. Сезонная и межгодовая изменчивость гидрофизических полей Черного моря, восстановленных на основе реанализа за период 1971–1993 гг. / В. В. Кныш [и др.] // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47, № 3. С. 433–446. EDN NWCJDF.
5. Реанализ сезонной и межгодовой изменчивости полей Черного моря за 1993–2012 гг. / Г. К. Коротаев [и др.] // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2016. Т. 52, № 4. С. 475–487. doi:10.7868/S0002351516040076

6. Бассейновая циркуляция и мезомасштабная динамика Черного моря под ветровым воздействием / А. Г. Зацепин [и др.] // Современные проблемы динамики океана и атмосферы : сборник статей, посвященный 100-летию со дня рождения П. С. Линейкина. Москва : Триада ЛТД, 2010. С. 347–368. EDN TVXEMZ.
7. Полонский А. Б., Шокурова И. Г. Многолетняя изменчивость завихренности касательного напряжения трения ветра над Черным морем по данным реанализа // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2011. № 24. С. 182–189. EDN WDNWER.
8. Шокуров М. В., Шокурова И. Г. Завихренность напряжения трения ветра на поверхности Черного моря при различных ветровых режимах // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 6. С. 13–26. doi:10.22449/0233-7584-2017-6-13-26
9. Павлушин А. А. Численное моделирование крупномасштабной циркуляции и вихревых структур в Черном море // Труды Государственного океанографического института. 2018. № 219. С. 174–194. EDN UTDXPY.
10. Павлушин А. А., Шати́ро Н. Б., Михайлова Э. Н. Влияние сезонной изменчивости завихренности ветра на структуру циркуляции в Черном море // Морской гидрофизический журнал. 2018. Т. 34, № 5. С. 373–388. doi:10.22449/0233-7584-2018-5-373-388
11. Иванов В. А., Белокопытов В. Н. Океанография Черного моря. Севастополь : МГИ НАН Украины, 2011. 212 с. EDN XPERZR.
12. Ефимов В. В., Анисимов А. Е. Климатические характеристики изменчивости поля ветра в Черноморском регионе – численный реанализ региональной атмосферной циркуляции // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47, № 3. С. 380–392. EDN NWCJAN.
13. Ефимов В. В., Юровский А. В. Формирование завихренности поля скорости ветра в атмосфере над Черным морем // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 6. С. 3–12. doi:10.22449/0233-7584-2017-6-3-12
14. Ferrari R., Wunsch C. Ocean Circulation Kinetic Energy: Reservoirs, Sources, and Sinks // Annual Review of Fluid Mechanics. 2009. Vol. 41. P. 253–282. doi:10.1146/annurev.fluid.40.111406.102139
15. Modulation of Wind Work by Oceanic Current Interaction with the Atmosphere / L. Renault [et al.] // Journal of Physical Oceanography. 2016. Vol. 46, iss. 6. P. 1685–1704. doi:10.1175/JPO-D-15-0232.1
16. Павлушин А. А., Шати́ро Н. Б., Михайлова Э. Н. Энергетические переходы в двухслойной вихреразрешающей модели Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 3. С. 201–219. doi:10.22449/0233-7584-2019-3-201-219
17. Numerical Models of Oceans and Oceanic Processes / Eds. L. H. Kantha, C. A. Clayson. Elsevier Inc., 2000. P. 1–940. (International Geophysics Book series; vol. 66). doi:10.1016/s0074-6142(00)x8001-1
18. Белоненко Т. В., Колдунов В. В., Фукс В. Р. О стояче-поступательных волнах Россби в море и океане // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология. География. 2012. № 2. С. 91–103. EDN OZGGKX.

Об авторе:

Павлушин Андрей Александрович, младший научный сотрудник, отдел динамики океанических процессов, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ResearcherID: R-4908-2018**, pavlushin@mhi-ras.ru