ISSN 0233-7584

Том 40, № 3 Май – Июнь 2024

Морской гидрофизический журнал

мгфж.рф

ISSN 0233-7584

Том 40, № 3. 2024
Май – Июнь
Сквозной номер выпуска – 237
Основан в январе 1985 года
Выходит 6 раз в год

Vol. 40, no. 3. 2024
May – June
Continuous issue – 237
Founded in January 1985
Publication frequency:
6 issues per year

16+

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

English language version of the journal is available from
Physical Oceanography ISSN 1573-160X

Научно-теоретический журнал
УЧРЕДИТЕЛЬ И ИЗДАТЕЛЬ:
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Морской гидрофизический институт РАН»

Scientific and theoretical journal
FOUNDER AND PUBLISHER:
Federal State Budget Scientific Institution Federal Research Centre "Marine Hydrophysical Institute of RAS"

Журнал включен в «**Перечень рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание ученой степени доктора наук**» (К1), группа научных специальностей: 1.6.17. Океанология (физико-математические, географические, технические науки), 1.6.19. Аэрокосмические исследования Земли, фотограмметрия (географические науки), 1.6.18. Науки об атмосфере и климате (физико-математические, географические науки), 1.6.19. Аэрокосмические исследования Земли, фотограмметрия (физико-математические науки), 1.6.20. Геоинформатика, картография (технические науки), 1.6.20. Геоинформатика, картография (физико-математические науки)
Издание находится под научно-методическим руководством Отделения наук о Земле РАН
Журнал зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций (регистрационный номер ПИ № ФС77-76617 от 15.08.2019 г.)
Территория распространения – Российская Федерация, зарубежные страны
Журнал включен в **Russian Science Citation Index (RSCI)** (1-й квартиль)
Журнал включен в «Белый список» Протоколом заседания Межведомственной рабочей группы по формированию и актуализации «Белого списка» научных журналов (Протокол ДА/3855-пр от 20.10.2022 г., Приложение 1)
Переводная англоязычная версия журнала **Physical Oceanography** индексируется **ESCI WoS, Scopus**
Индексируется в Российском индексе научного цитирования (РИНЦ)
Журнал размещен в каталоге научной периодики РИНЦ на платформе научной электронной библиотеки eLibrary.ru, Киберленинка
Является членом Crossref
Плата за публикацию статей не взимается
Электронный адрес: journal@mhi-ras.ru **Сайт журнала: мгфж.рф**

Адрес учредителя, издателя и редакции:
299011, Россия, г. Севастополь,
ул. Капитанская, д. 2
Телефон, факс: +7 (8692) 54-02-23

Founder, Publisher and Editorial Office address:
2, Kapitanskaya St., Sevastopol, 299011
Russia
Phone, fax: + 7 (8692) 54-02-23

СОДЕРЖАНИЕ

Том 40, № 3. 2024 **май – июнь, 2024**

CONTENTS

Vol. 40, no. 3. 2024 **May – June, 2024**

Научная статья

УДК 551.465
EDN: BNHCDW

Конечно-разностная аппроксимация уравнения потенциальной завихренности для стратифицированной несжимаемой жидкости и пример его использования при расчете циркуляции Черного моря

Часть II. Дискретное уравнение потенциальной завихренности в квазистатическом приближении и пример его использования для расчета циркуляции Черного моря 2011 года *

С. Г. Демышев

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
✉ *demyshev@gmail.com*

Поступила в редакцию 09.06.2023; одобрена после рецензирования 25.07.2023;
принята к публикации 15.03.2024.

Аннотация
Цель. Выведено конечно-разностное уравнение потенциальной завихренности трехмерной бароклинной жидкости с учетом диффузии и вязкости в квазистатическом приближении. Его слагаемые рассчитаны и проанализированы при численном моделировании циркуляции Черного моря для двух периодов – зимы и лета 2011 года.
Методы и результаты. Для системы дискретных уравнений динамики моря в приближении гидростатики и с учетом вязкости, диффузии, втока рек, водообмена через проливы и атмосферного воздействия получено конечно-разностное уравнение потенциальной завихренности стратифицированной несжимаемой жидкости. Показано, что основной вклад в потенциальную завихренность вносит ее вертикальная компонента. Горизонтальные составляющие преобладают в областях стока рек и водообмена через проливы. Вертикальная компонента потенциальной завихренности за исключением зон стока рек определяется величиной и структурой абсолютного вихря. В верхнем слое моря адвекция потенциальной завихренности вносит основной вклад в прибрежной области моря, в северо-западной части и вдоль Анатолийского побережья. На нижних горизонтах ее наибольшие значения наблюдаются в районе вдольбереговой полосы с более ярко выраженным характером у южного берега моря.
Выводы. Анализ уравнения потенциальной завихренности показал, что величина адвективных слагаемых определяется дивергенцией от произведения нелинейных слагаемых в уравнениях движения и градиента плотности. Главный вывод: локально сумма вертикальной и горизонтальной адвекции потенциальной завихренности на два порядка меньше, чем каждая по отдельности.

---

* См. Часть I: *Демышев С. Г.* Конечно-разностная аппроксимация уравнения потенциальной завихренности для стратифицированной несжимаемой жидкости и пример его использования при расчете циркуляции Черного моря. Часть I. Дифференциально-разностное уравнение потенциальной завихренности идеальной жидкости // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 2. С. 165–179. EDN BCKKBN.

Ключевые слова: численное моделирование, кинетическая энергия, дискретные уравнения, Черное море, циклоническая циркуляция, антициклонические вихри, вихрь, потенциальная завихренность, инвариант Эртеля

Благодарности: работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда 23-27-00141.

Для цитирования: *Демышев С. Г.* Конечно-разностная аппроксимация уравнения потенциальной завихренности для стратифицированной несжимаемой жидкости и пример его использования при расчете циркуляции Черного моря. Часть II. Дискретное уравнение потенциальной завихренности в квазистатическом приближении и пример его использования для расчета циркуляции Черного моря 2011 года // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 3. С. 353–370. EDN BNHCDW.

Original article

Finite-Difference Approximation of the Potential Vorticity Equation for a Stratified Incompressible Fluid and an Example of its Application for Modeling the Black Sea Circulation

Part II. Discrete Equation of Potential Vorticity in a Quasi-Static Approximation and an Example of its Application for Simulation the Black Sea Circulation in 2011

S. G. Demyshev

Marine Hydrophysical Institute, *Russian Academy of Sciences*, *Sevastopol*, *Russia*
✉ *demyshev@gmail.com*

Abstract
Purpose. The study is purposed at deriving a finite-difference equation of potential vorticity for a three-dimensional baroclinic fluid with regard for diffusion and viscosity in a quasi-static approximation. Its terms are calculated and analyzed in numerical modeling of the Black Sea circulation for two periods – winter and summer 2011.
Methods and Results. A finite-difference equation for the potential vorticity of a stratified incompressible fluid is obtained for a system of discrete equations of sea dynamics in the hydrostatic approximation allowing for viscosity, diffusion, river inflow, water exchange through the straits and atmospheric forcing. It is shown that the main contribution to the potential vorticity is made by its vertical component. The horizontal components are predominant in the areas of river inflow and water exchange through the straits. The vertical component of potential vorticity, except for the river inflow zones, is conditioned by the magnitude and structure of an absolute eddy. The main contribution in the sea upper layer of the coastal region, its northwestern part and along the Anatolian coast is made by the advection of potential vorticity. At the lower horizons, its highest values are observed in the coastal strip, at that its character is more pronounced near the southern coast of the sea.
Conclusions. Analysis of the potential vorticity equation has shown that the value of the advective terms is conditioned by the divergence of the product of nonlinear terms in the motion equations and density gradient. The main conclusion consists in the following: locally, the sum of vertical and horizontal advection of potential vorticity is two orders of magnitude less than each of them separately.

Keywords: numerical modeling, kinetic energy, discrete equations, Black Sea, cyclonic circulation, anticyclonic eddies, eddy, potential vorticity, Ertel invariant

Acknowledgments: The study was carried out with financial support of the Russian Science Foundation grant 23-27-00141.

For citation: Demyshev, S.G., 2024. Finite-Difference Approximation of the Potential Vorticity Equation for a Stratified Incompressible Fluid and an Example of its Application for Modeling the

Black Sea Circulation. Part II. Discrete Equation of Potential Vorticity in a Quasi-Static Approximation and an Example of its Application for Simulation the Black Sea Circulation in 2011. *Physical Oceanography*, 31(3), pp. 319-335.

Введение

Для исследования циркуляции в атмосфере и океане анализ потенциальной завихренности (англ. *potential vorticity*, сокр. *PV*) имеет принципиальное значение, так как *PV* характеризует роль нелинейных процессов в динамике жидкости. В поле потенциальной массовой силы при отсутствии вязкости и диффузии плотности (идеальная жидкость) *PV* является инвариантом [1], и поэтому его структура определяет траекторию движения частиц жидкости, сохраняющих потенциальную завихренность. Трудность заключается в том, что в реальности вышеперечисленные условия не выполняются или выполняются в приближенном виде, поскольку трение, диффузия и диабатичность меняют *PV* частиц морской воды. При анализе уравнения потенциальной завихренности стратифицированной жидкости можно оценить влияние нелинейных и диффузионных факторов на ее эволюцию.

Важности теоремы Эртеля для исследований в области физической океанографии посвящена работа [2]. В ней подчеркивается, что для крупномасштабных движений воды подходящей формой завихренности является именно потенциальная завихренность, которая включает в себя такие физически разные элементы, как вихрь скорости и плотность морской воды. Теорема Эртеля, из которой следует большинство других теорем о завихренности, определяет динамическую эволюцию потенциальной завихренности. В свою очередь, отсутствие потенциальной завихренности означает инерционно-гравитационный режим движения, который зависит от стратификации океана. Поскольку теорема Эртеля не зависит от конкретного вида лагранжева инварианта, то могут использоваться модифицированные формулы потенциальной завихренности. В качестве примера можно указать на работу [3], в которой вводится «оптимальная» потенциальная завихренность. В результате используемый подход позволяет количественно оценить степень неравновесности атмосферных климатических процессов.

Исследования динамики течений в атмосфере и океане на основе анализа потенциальной завихренности немногочисленны. Видимо, это связано с двумя факторами. Во-первых, потенциальная завихренность по Эртелю – это кинематическая величина [4], по которой нельзя определить интенсивность вихревой структуры течений и даже знак вращения. Во-вторых, часто достаточно рассмотреть потенциальную завихренность по Россби [5] в квазигеострофическом приближении, которая является динамической характеристикой [4] и содержит необходимую информацию о динамике течений.

Для анализа атмосферных прогнозов большую роль играет работа [6], в которой анализируются возможности использования изоэнтропических карт потенциальной завихренности для представления некоторых динамических процессов в атмосфере. Приведены примеры из оперативного анализа погоды и из идеализированных теоретических моделей для иллюстрации этого подхода и его связи с классическими синоптическими концепциями. Обсуждаются структура, причины формирования и устойчивости циклонов

и блокирующих антициклонов, физических механизмов распространения волн Россби, бароклинной и баротропной неустойчивости в пространстве и во времени.

В работе [4] анализируется понятие «потенциальная завихренность» и рассматриваются основные соотношения, по которым проводятся ее расчеты, исследуются подходы Россби и Эртеля. В качестве примера приводятся оценки по данным наблюдений потенциальной завихренности для квазипостоянного антициклонического Лофотенского вихря Норвежского моря. Авторами показано, что потенциальная завихренность по Эртелю является кинематической характеристикой, а потенциальная завихренность по Россби в квазигеострофическом приближении – динамической.

Анализ уравнения потенциальной завихренности по Эртелю позволяет оценить вклад нелинейных и диффузионных эффектов в баланс сил, определяющих эволюцию *PV*. Данная работа является продолжением исследований [7]. Цель ее – получить дискретное уравнение потенциальной завихренности стратифицированной жидкости в квазистатическом приближении как следствие исходной конечно-разностной системы уравнений модели динамики Черного моря и на примере черноморской циркуляции с реалистическими атмосферными условиями для 2011 г. провести анализ полученного уравнения потенциальной завихренности.

Уравнение потенциальной завихренности стратифицированной несжимаемой жидкости в квазистатическом приближении

В приближении Буссинеска и квазистатики в декартовой системе координат движение жидкости в области $\mathbf{\Omega}$ с границей $\partial\Omega$ в форме Громеки – Лэмба описывается следующей системой уравнений:

$$\frac{\partial \vec{U}_H}{\partial t} + \vec{\xi} x \vec{U}_H = -\frac{1}{\rho_0} \nabla (P + E) \ + \vec{F}, \tag{1}$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = g\rho, \tag{2}$$

$$\nabla \vec{U} = 0\,, \tag{3}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \mathrm{div}(T\vec{U}) = (\kappa^T T_z)_z - \kappa^H \nabla^4 T\,, \tag{4}$$

$$\frac{dS}{dt} + \mathrm{div}(S\vec{U}) = (\kappa^S S_z)_z - \kappa^H \nabla^4 S\,, \tag{5}$$

$$\rho = \Phi\,(T, S)\,. \tag{6}$$

Введены обозначения: $\vec{U} = (\vec{U}_H, w) = (u, v, w)$ – компоненты вектора скорости течения по осям (x, y, z), направленным на восток, север и вертикально вниз соответственно; $\vec{F} = (F^u, F^v)$, $\vec{g} = (0, 0, g)$ – ускорение свободного падения; (T, S, P, ρ) – температура, соленость, давление и плотность морской во-

ды; $\rho_0 = 1$ г/см^3 (здесь и в дальнейшем полагаем давление и плотность нормированными на ρ_0); $\vec{f} = (0,\ 0,\ f^z)$ – параметр Кориолиса, где $f^z = 2\omega \sin\varphi$; ω – угловая скорость вращения Земли; φ – широта.

В уравнении (1) с учетом квазистатического приближения введены абсолютный вихрь скорости и кинетическая энергия движения:

$$\vec{\xi} = (\xi^x, \xi^y, \xi^z),\ \text{где}\ \xi^x = -\frac{\partial v}{\partial z}, \xi^y = \frac{\partial u}{\partial z}, \xi^z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f^z = \xi^r + f^z,$$

$$F^u = (\mu^{\text{ver}} u_z)_z - \mu^{\text{hor}} \nabla^4 u, \quad F^v = (\mu^{\text{ver}} v_z)_z - \mu^{\text{hor}} \nabla^4 v, \quad \vec{F} = (F^u, F^v),$$

$$E = \rho_0 \frac{u^2 + v^2}{2},$$

где μ^{ver}, μ^{hor} – коэффициенты вертикального и горизонтального обмена количеством движения.

На поверхности при z = 0

$$\nu_V u_z = -\tau^x, \nu_V v_z = -\tau^y,\ w = -\varsigma_t,\ \kappa^T T_z = Q^T,\ \kappa^S S_z = \frac{Ev - \mathrm{Pr}}{\rho_1} S_0; \tag{7}$$

на дне при $z = H(x, y)$

$$u = v = w = 0,\ T_z = S_z = 0. \tag{8}$$

Использованы следующие обозначения: (τ^x, τ^y) – касательное напряжение трения ветра; Q^T – поток тепла; Ev – испарение морской воды; Pr – осадки; S_0 – модельная соленость на поверхности моря; ρ_1 – плотность морской воды на поверхности моря.

Функции $\mu^{ver}, \kappa^T, \kappa^S$ рассчитывались в соответствии с параметризацией Меллора – Ямады [6].

На твердых боковых стенках
для меридиональных участков границы:

$$u = \nabla^2 u = v_x = \nabla^2 v_x = 0, \quad T_x = (\nabla^2 T)_x = S_x = (\nabla^2 S)_x = 0, \tag{9}$$

для зональных участков границы:

$$v = \nabla^2 v = u_y = \nabla^2 u_y = 0, \quad T_y = (\nabla^2 T)_y = S_y = (\nabla^2 S)_y = 0. \tag{10}$$

На участках границы, где вода втекает, используются следующие условия:
для меридиональных участков

$$u = u^p, \nabla^2 u = v_x = \nabla^2 v_x = 0, \quad T = T^p,\ S = S^p, (\nabla^2 T)_x = (\nabla^2 S)_x = 0, \tag{11}$$

для зональных участков

$$v = v^p, \nabla^2 v = u_y = \nabla^2 u_y = 0, T = T^p, S = S^p, (\nabla^2 T)_y = (\nabla^2 S)_y = 0. \tag{12}$$

Для верхнебосфорского течения и для Керченского пролива, когда течение направлено из Черного моря в Азовское,

$$v = v^s, \nabla^2 v = u_y = \nabla^2 u_y = 0,\ T_y = 0, S_y = 0,\ (\nabla^2 T)_y = (\nabla^2 S)_y = 0. \quad (13)$$

При $t = t^0$ задаются следующие начальные условия:

$$u = u^0(x,y,z),\quad v = v^0(x,y,z),\quad \varsigma = \varsigma^0(x,y),\quad T = T^0(x,y,z),\quad S = S^0(x,y,z). \quad (14)$$

Исходя из системы уравнений (1)–(6), выведем уравнение Эртеля. Применяя соответствующую операцию из соотношений (1)–(2), с учетом уравнения неразрывности (3) получаем уравнение для $\vec{\xi}$

$$\frac{\partial \vec{\xi}}{\partial t} + \vec{U}(\nabla\vec{\xi}) - \vec{\xi}\nabla\vec{U} = \nabla \times (\vec{g}\rho + \vec{F}^{\xi}), \quad (15)$$

где $\vec{F}^{\xi} = (F^u, F^v, 0)$.

Следствием уравнений (4), (5) является уравнение для плотности

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \mathrm{div}(\vec{U}\rho) = \Phi(D^T, D^S), \quad (16)$$

в котором введены обозначения

$$D^T = (\kappa^T T_z)_z - \kappa^H \nabla^4 T, \quad D^S = (\kappa^S S_z)_z - \kappa^H \nabla^4 S. \quad (17)$$

Потенциальная завихренность несжимаемой жидкости в квазистатическом приближении имеет вид

$$\omega = \vec{\xi}\,\nabla\rho = -\frac{\partial v}{\partial z}\frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z}\frac{\partial \rho}{\partial y} + [(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}) + f^z]\frac{\partial \rho}{\partial z}. \quad (18)$$

Тогда из уравнений (15), (16) с учетом выражений (3), (17) и (18) следует уравнение Эртеля в квазистатическом приближении для вязкой жидкости

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + \mathrm{div}(\vec{U}\omega) = \Phi^{\omega}, \quad (19)$$

где

$$\Phi^{\omega} = (\vec{\xi}\nabla)\Phi + [(\nabla \times \overrightarrow{F^{\xi}})\nabla]\rho. \quad (20)$$

Дискретное уравнение потенциальной завихренности в квазистатическом приближении

В соответствии с введенными в работе [7] разностными операторами выпишем дифференциально-разностные уравнения модели (1)–(6) (дифференциальные по времени):

$$\frac{du_{i+1/2,j,k}}{dt} - \left[v, \xi^z\right]_{i+1/2,j,k} + \left[w, \xi^y\right]_{i+1/2,j,k} = -\delta_x(E_{i+1/2,j/k} + P_{i+1/2,j,k}) + F^u_{i+1/2,j,k}, \quad (21)$$

$$\frac{dv_{i,j+1/2,k}}{dt}+\left[u,\xi^z\right]_{i,j+1/2,k}-\left[w,\xi^x\right]_{i,j+1/2,k}=-\delta_y(E_{i,j+1/2,k}+P_{i,j+1/2,k})+F^v_{i,j+1/2,k}, \quad (22)$$

$$\delta_z P_{i,j,k+1/2}=g\rho_{i,j,k+1/2}, \quad (23)$$

$$\delta_x u_{i,j,k}+\delta_y v_{i,j,k}+\delta_z w_{i,j,k}=0, \quad (24)$$

$$\frac{dT_{i,j,k}}{dt}+\delta_x(u_{i,j,k}T_{i,j,k})+\delta_y(v_{i,j,k}T_{i,j,k})+\delta_z(w_{i,j,k}T_{i,j,k})=$$
$$=\delta_z(\kappa^T_{i,j,k}\delta_z T_{i,j,k})-\kappa^H\nabla^2_{xy}(\nabla^2_{xy}T_{i,j,k}), \quad (25)$$

$$\frac{dS_{i,j,k}}{dt}+\delta_x(u_{i,j,k}S_{i,j,k})+\delta_y(v_{i,j,k}S_{i,j,k})+\delta_z(w_{i,j,k}S_{i,j,k})=$$
$$=\delta_z(\kappa^S_{i,j,k}\delta_z S_{i,j,k})-\kappa^H\nabla^2_{xy}(\nabla^2_{xy}S_{i,j,k}), \quad (26)$$

$$\rho_{i,j,k}=\rho_0+\alpha^T_1T_{i,j,k}+\alpha^S_1S_{i,j,k}+\alpha^T_2T^2_{i,j,k}+\alpha^{ST}S_{i,j,k}T_{i,j,k}. \quad (27)$$

В квазистатическом приближении компоненты вихря скорости (рис. 1) имеют вид

$$\xi^x_{i,j+1/2,k+1/2}=-\delta_z v_{i,j+1/2,k+1/2}, \qquad \xi^y_{i+1/2,j,k+1/2}=\delta_z u_{i+1/2,j,k+1/2},$$
$$\xi^z_{i+1/2,j+1/2,k}=\delta_x v_{i+1/2,j+1/2,k}-\delta_y u_{i+1/2,j+1/2}+f^z_{j+1/2}. \quad (28)$$

Из представления (28) следует, что в вершинах бокса (i, j, k) (рис. 1) выполняется важное соотношение

$$\delta_x\xi^x_{i+1/2,j+1/2,k+1/2}+\delta_y\xi^y_{i+1/2,j+1/2,k+1/2}+\delta_z\xi^z_{i+1/2,j+1/2,k+1/2}=0.$$

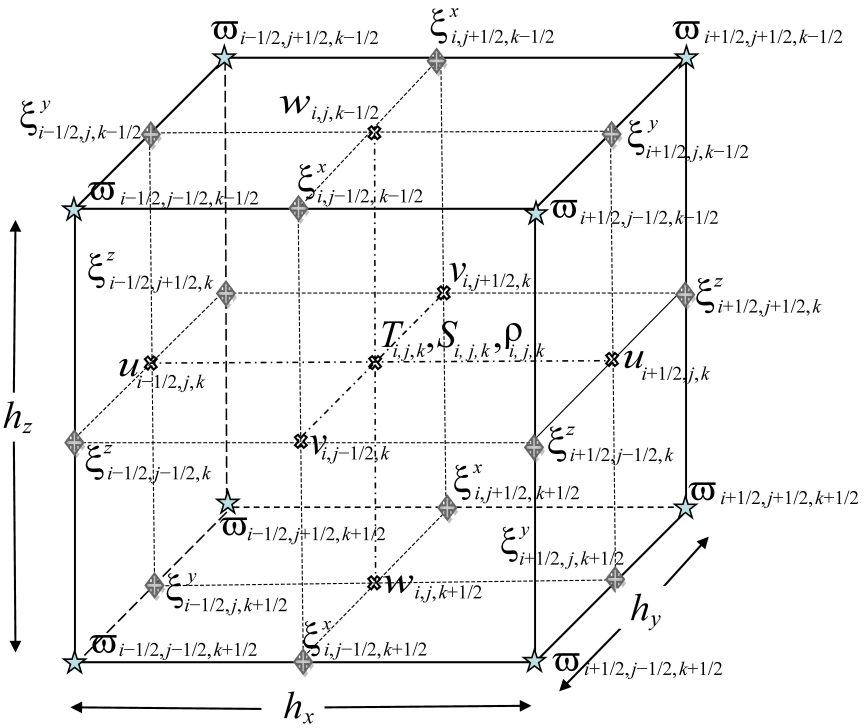
Полагаем, что слагаемые в квадратных скобках в левой части уравнений (21)–(22) записываются в виде, обеспечивающем сохранение энстрофии и энергии [9] для приближения мелкой воды, и соответствуют формулам (32) работы [10].

Уравнения для компонентов абсолютного вихря скорости (аналог уравнения (15)) – для ξ^x в точке $i, j+1/2, k+1/2$, для ξ^y в точке $i+1/2, j, k+1/2$ и для ξ^z в точке $i+1/2, j+1/2, k$ – с учетом вязкости следуют из соотношений (21)–(24) и имеют вид

$$\frac{d\xi^x}{dt}+\delta_z([w,\xi^x])-\delta_z([u,\xi^z])=g\delta_y\overline{\rho}^z-\delta_z F^v,$$

$$\frac{d\xi^y}{dt}+\delta_z([w,\xi^y])-\delta_z([v,\xi^z])=-g\delta_x\overline{\rho}^z+\delta_z F^u, \quad (29)$$

$$\frac{d\xi^z}{dt}+\delta_x([u,\xi^z])+\delta_y([v,\xi^z])-\delta_x([w,\xi^x])-\delta_y([w,\xi^y])=\delta_x F^v-\delta_y F^u.$$



Р и с. 1. Распределение переменных в боксе (i, j, k). В вершинах бокса, обозначенных звездочкой, определена PV (ω), на его ребрах – компоненты абсолютного вихря скорости ξ^x, ξ^y, ξ^z

F i g. 1. Distribution of variables in box (i, j, k). At the box vertices indicated by asterisks, PV (ω) is determined, and on its edges – the components of absolute vortex velocity

Введем обозначения:

$$\Lambda^x_{i,j+1/2,k+1/2} = -\delta_z F^v_{i,j+1/2,k+1/2} \ ,$$

$$\Lambda^y_{i+1/2,j,k+1/2} = \ \delta_z F^u_{i+1/2,j,k+1/2},$$

$$\Lambda^z_{i+1/2,j+1/2,k} = \ \delta_x F^v_{i,j+1/2,k+1/2} - \delta_y F^u_{i+1/2,j+1/2,k}.$$

Уравнение плотности в точке (i, j, k) является следствием соотношений (25)–(27) и записывается следующим образом:

$$\frac{d\rho}{dt} + \delta_x(u\rho) + \delta_y(v\rho) + \delta_z(w\rho) = D^\rho_V + \kappa^H D^\rho_H = D^\rho, \tag{30}$$

где

$$D^\rho_V = \alpha^T_1 \delta_z[\kappa^V(\delta_z T)] + \alpha^S_1 \delta_z[\kappa^V(\delta_z S)] + 2\alpha^T_2[\delta_z[\kappa^V \overline{T}^z(\delta_z T)] +$$
$$+ \alpha^{TS}\Big[T\delta_z[\kappa^V(\delta_z S)] + S\delta_z[\kappa^V(\delta_z T)]\ \Big],$$

$$D^\rho_H = \alpha^T_1 \nabla^2_{xy} T + \alpha^S_1 \nabla^2_{xy} S + 2\alpha^T_1 T \nabla^2_{xy} T + \alpha^{TS}[T\nabla^2_{xy} S + S\nabla^2_{xy} T].$$

Проводя аналогичные [5] преобразования с уравнениями (29), (30), получаем в точке $i+1/2, j+1/2, k+1/2$ уравнение потенциальной завихренности в квазистатическом приближении

$$\frac{d\omega}{dt}+\delta_x(\Upsilon^x\overline{\rho}^{yz}+\xi^x R^x)+\delta_y(\Upsilon^y\overline{\rho}^{xz}+\xi^y R^y)+\delta_z(\Upsilon^z\overline{\rho}^{xy}+\xi^z R^z)=\overline{\Lambda^x}^x\delta_x(\overline{\rho}^{yz})+$$
$$+\overline{\Lambda^y}^y\delta_y(\overline{\rho}^{xz})+\overline{\Lambda^z}^z\delta_z(\overline{\rho}^{xy})+\overline{\xi^x}^x\delta_x(\overline{D^\rho}^{yz})+\overline{\xi^y}^y\delta_y(\overline{D^\rho}^{xz})+\overline{\xi^z}^z\delta_z(\overline{D^\rho}^{xy}), \quad (31)$$

где правая часть уравнения (31) является разностным аналогом выражения (20). С учетом квазистатического приближения и уравнений (29) приняты следующие обозначения:

$$\Upsilon^x_{i,j+1/2,k+1/2}=\delta_z([w,\xi^x])_{i,j+1/2,k}-\delta_z([u,\xi^z])_{i,j+1/2,k},$$

$$\Upsilon^y_{i+1/2,j,k+1/2}=\delta_z([w,\xi^y])_{i+1/2,j,k+1/2}-\delta_z([v,\xi^z])_{i+1/2,j,k+1/2},$$

$$\Upsilon^z_{i+1/2,j+1/2,k}=\delta_x([u,\xi^z])_{i+1/2,j+1/2,k}+\delta_y([v,\xi^z])_{i+1/2,j+1/2,k}-$$
$$-\delta_x([w,\xi^x])_{i+1/2,j+1/2,k}-\delta_y([w,\xi^y])_{i+1/2,j+1/2,k},$$

$$\overline{\overline{\rho}^{yz}_{i,j+1/2,k+1/2}}^x=\overline{\overline{\rho}^{xz}_{i+1/2,j,k+1/2}}^y=\overline{\overline{\rho}^{xy}_{i+1/2,j+1/2,k}}^z=\overline{\rho_{i+1/2,j+1/2,k+1/2}}^{xyz},$$

$$\overline{R^x_{i,j+1/2,k+1/2}}^x=\overline{R^y_{i+1/2,j,k+1/2}}^y=\overline{R^z_{i+1/2,j+1/2,k}}^z=\overline{\delta_x(u_{i+1/2,j+1/2,k+1/2}\rho_{i+1/2,j+1/2,k+1/2})+}^{xyz}$$
$$\overline{+\delta_y(v_{i+1/2,j+1/2,k+1/2}\rho_{i+1/2,j+1/2,k+1/2})+\delta_z(w_{i+1/2,j+1/2,k+1/2}\rho_{i+1/2,j+1/2,k+1/2})}^{xyz}.$$

Разностный аналог потенциальной завихренности Эртеля имеет вид

$$\varpi_{i+1/2,j+1/2,k+1/2}=\overline{\xi^x_{i+1/2,j+1/2,k+1/2}}^x\delta_x\overline{\rho}^{yz}_{i+1/2,j+1/2,k+1/2}+\overline{\xi^y_{i+1/2,j+1/2,k+1/2}}^y\delta_y\overline{\rho}^{xz}_{i+1/2,j+1/2,k+1/2}+$$
$$+\overline{\xi^z_{i+1/2,j+1/2,k+1/2}}^z\delta_z\overline{\rho}^{xy}_{i+1/2,j+1/2,k+1/2}=\varpi^x+\varpi^y+\varpi^z, \quad (32)$$

где обозначения $\varpi^x,\varpi^y,\varpi^z$ очевидны.

Отличие уравнения (31) от уравнения (45) в [7] состоит не только в том, что учтена вязкость и диффузия, но и в том, что компоненты абсолютного вихря скорости имеют вид (28).

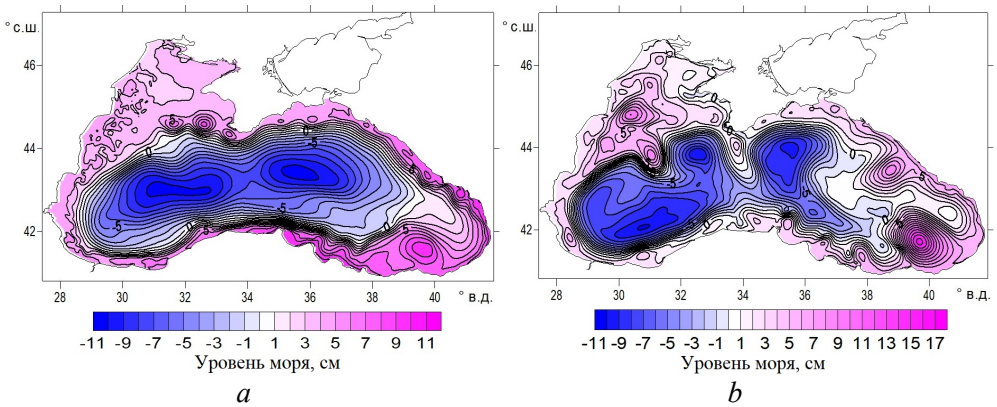
Численный анализ компонентов уравнения потенциальной завихренности по результатам расчета циркуляции с атмосферными условиями для 2011 г.

В численных прогностических экспериментах задавались следующие параметры. Расчеты проводились с равномерным шагом по горизонтальным координатам 1,6 км, по вертикали использовались 27 горизонтов со сгущением в верхнем слое моря. Учет стока причерноморских рек и расходы через Босфорский и Керченский проливы (условия (9)–(13)) соответствовали данным работы [11]. Температура воды в устьях рек (условия (11)–(12)), кроме рек Турции, задавалась из [11]. Предполагалось, что температура рек Турции

равна температуре прибрежных вод моря. В верхнебосфорском течении температура и соленость принимались теми же, что и в море, в соответствии с условиями (11). В нижнебосфорском потоке соленость принималась равной 35 ‰, а температура 16 °С.

Для задания атмосферного воздействия в уравнениях (7), (8) использовались данные *SKIRON* за 2011 г. [12], вертикальное перемешивание описано на основе теории Меллора – Ямады [8]. Начальные условия (14) в этом расчете соответствовали 1 января 2011 г. Расчет был проведен на год модельного времени, его параметры и результаты подробно описаны в [13].

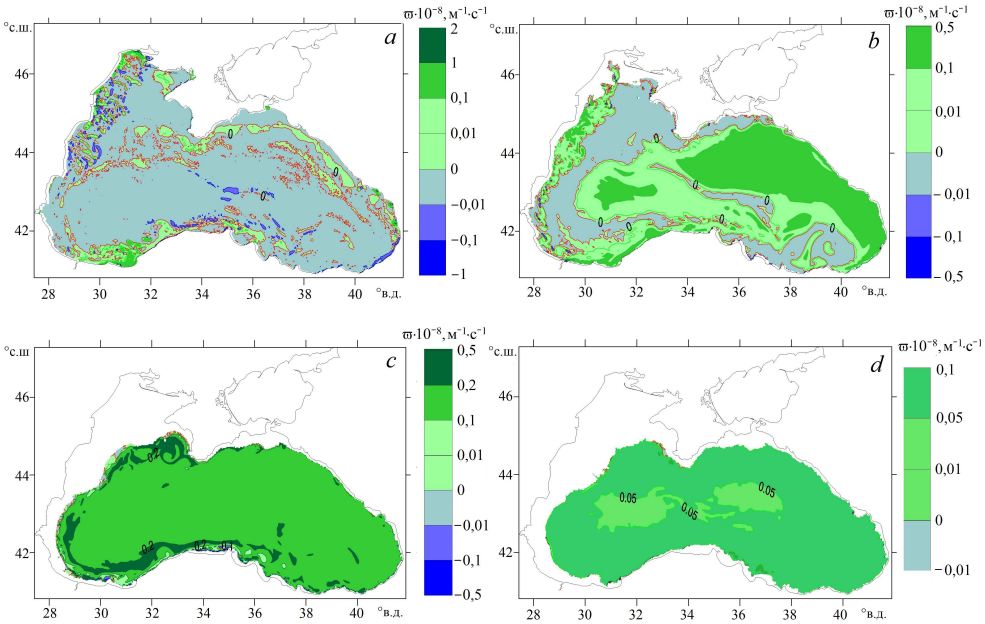
В качестве примера рассмотрим *PV* (формула (32)) для двух моментов времени – зимнего (рис. 2, *a*) и летнего (рис. 2, *b*) периода, в которые структура циркуляции заметно различается.



Р и с. 2. Приведенный уровень моря на 1 февраля (*a*) и 1 августа (*b*) 2011 г.
F i g. 2. Spesified/Stated sea level on February 1 (*a*) and August 1 (*b*), 2011

На 1 января 2011 г. приведенный уровень моря представлял собой обширный циклонический круговорот с двумя синоптическими вихрями – Севастопольским и юго-западным антициклонами. В отличие от зимней циркуляции, в летний сезон (рис. 2, *b*) циклонический круговорот распадается на два. В западной части бассейна вдоль свала глубин Основное Черноморское течение распространяется в виде узкого струйного течения (рис. 2, *a*). Зимой вдоль северной периферии северо-западного шельфа образуются мощные меандры, а в юго-восточном углу моря формируется интенсивный антициклон.

Зимней циркуляции соответствует потенциальная завихренность, представленная на рис. 3, *a* – *d*. Наблюдаются качественные различия в ее структуре по глубине. В верхнем 30-метровом слое большие значения *PV* концентрируются в двух областях (рис. 3, *a*, *b*). Первая – северо-западная часть моря, ограниченная приблизительно координатами 44°–46° с. ш., 29°–31° в. д., в которой динамика вод во многом определяется стоком рек, в первую очередь Дуная. Поэтому имеют место большие пространственные градиенты в поле плотности, что и обусловливает значения ϖ в этой зоне моря. Вторая область – свал глубин, где выделяется Анатолийское побережье и южная периферия северо-западного шельфа (рис. 3, *b*).

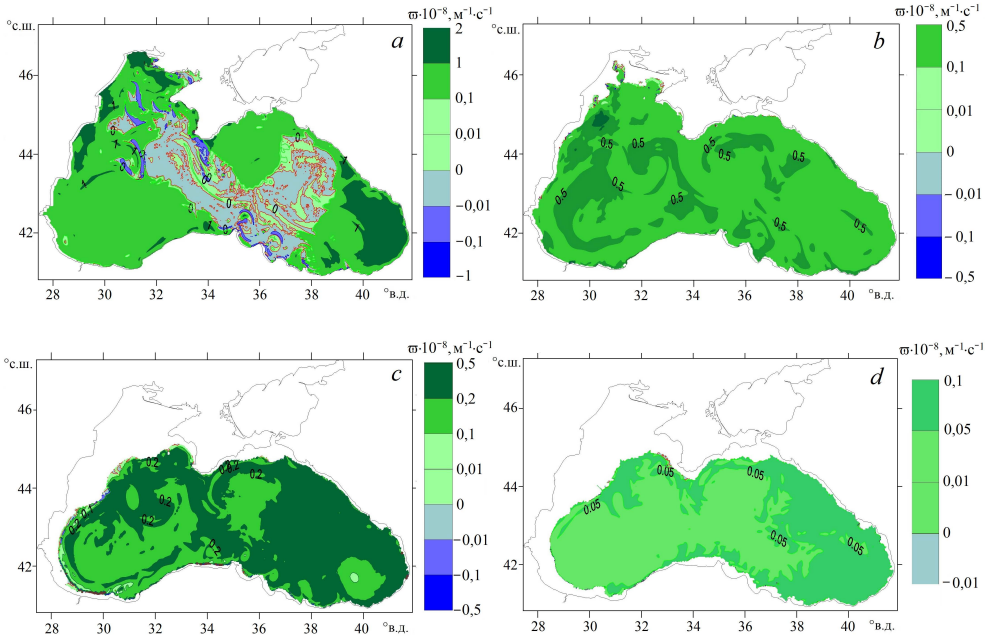


Р и с. 3. *PV* на горизонтах 3,75 (*a*), 35 (*b*), 106,25 (*c*) и 350 м (*d*) на 1 февраля 2011 г.
F i g. 3. *PV* at horizons 3.75 (*a*), 35 (*b*), 106.25 (*c*) and 350 m (*d*) on February 1, 2011

В области Севастопольского и юго-западного вихря экстремальных значений ϖ не наблюдается. Объясняется это тем, что ϖ является скалярной величиной, равной произведению градиента плотности и абсолютного вихря скорости, и поэтому большая его величина не означает обязательного увеличения завихренности и, более того, его знак не определяет знак вращения вихря [2]. Ниже верхнего 50-метрового слоя наибольшие значения ϖ наблюдаются в прибрежной полосе (рис. 3, *c*, *d*). Локальные максимумы сосредоточены в относительно малых зонах (~ 10 км), которые отчетливо проявляются на глубине 100 м (рис. 3, *c*). В центральной части моря структура *PV* довольно однородна по пространству.

Показательной иллюстрацией для анализа *PV* является его расчет для летнего периода, когда циркуляция носит менее регулярный характер и ее вихревая структура выражена более ярко (см. рис. 2, *b*). Две особенности проявляются в структуре потенциальной завихренности в августе 2011 г. Полоса малых значений ϖ в верхнем слое (рис. 4, *a*, *b*) соответствует области наибольшего перемешивания по вертикали поля плотности, то есть значение $\delta_z \overline{\rho}^{xy}$ очень мало – на два – три порядка меньше, чем вертикальные градиенты плотности окружающей воды. Вторая особенность заключается в однородной структуре и малых значениях *PV* в областях, примерно соответствующих ядрам юго-восточного антициклона, юго-западного и восточного круговоротов. Эти особенности также определяются структурой $\delta_z \overline{\rho}^{xy}$, которая незначительно меняется по пространству. Такой вид потенциальной завихренности в центральных частях круговоротов согласуется с выводами работы

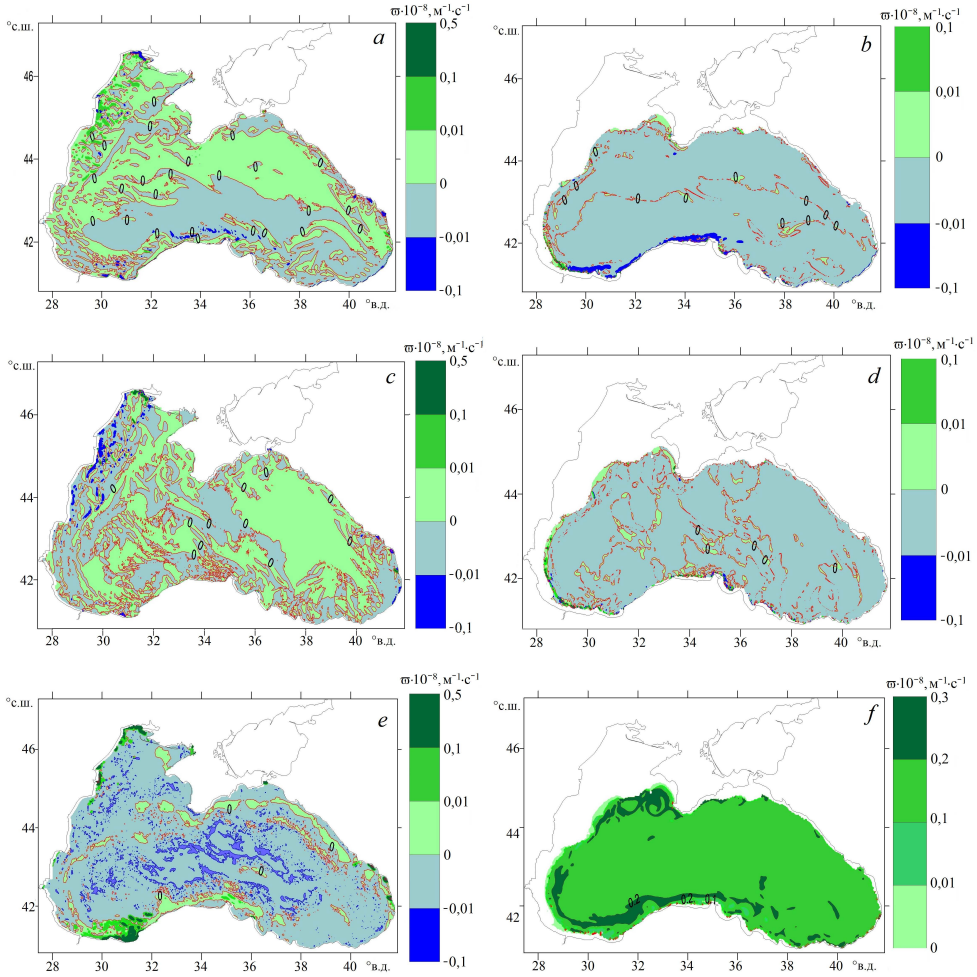
[4], в которой *PV*, восстановленный по данным наблюдений, в области Лофотенского круговорота имеет аналогичную структуру. На нижних горизонтах (рис. 4, *c*, *d*) вдоль границы области вследствие перепадов в рельефе дна имеет место узкая полоса неоднородных значений $\delta_z \overline{\rho}^{xy}$, в центральной части наблюдается малая пространственная изменчивость этой величины.



Р и с. 4. *PV* на горизонтах 3,75 (*a*), 35 (*b*), 106,25 (*c*) и 350 м (*d*) на 1 августа 2011 г.
F i g. 4. *PV* at horizons 3.75 (*a*), 35 (*b*), 106.25 (*c*) and 350 m (*d*) on August 1, 2011

Основной вклад в структуру вихря, как правило, вносит составляющая ϖ^z [4], величина которой определяется квазигеострофическим характером движения и вертикальной стратификацией морской воды. В областях, где имеет место вток пресных (устья рек) или соленых (проливы) вод моря, преобладающее значение могут иметь горизонтальные составляющие потенциальной завихренности. В качестве примера на рис. 5 приведены значения $\varpi^x, \varpi^y, \varpi^z$ на горизонтах 3,75 и 106,25 м.

Сопоставление рис. 5, *a*, *c*, *e* и 3, *a* показывает, что горизонтальная составляющая ϖ^x (рис. 5, *a*) вносит основной вклад в зоне втока пресных вод Дуная в северо-западной части моря, в остальной области – структуру вихря определяет ϖ^z (рис. 5, *e*).



Р и с. 5. Составляющие *PV*: ϖ^x на горизонтах 3,75 (*a*), 106,25 м (*b*), ϖ^y на горизонтах 3,75 (*c*), 106,25 м (*d*), ϖ^z на горизонтах 3 (*e*), 106,25 м (*f*) на 1 февраля 2011 г.

F i g. 5. *PV* components: ϖ^x at horizons 3.75 (*a*) and 106.25 m (*b*); ϖ^y at horizons 3.75 (*c*) and 106.25 m (*d*); ϖ^z at horizons 3 (*e*) and 106.25 m (*f*) on February 1, 2011

На горизонте 106,25 м (рис. 5, *b*, *d*, *f*) вертикальная составляющая на порядок больше ϖ^x (рис. 5, *b*), ϖ^y (рис. 5, *d*), поэтому она (рис. 5, *f*) довольно точно определяет вид потенциальной завихренности на горизонте 106,25 м (см. рис. 3, *c*).

Прямыми вычислениями устанавливается, что в верхнем слое моря вид составляющей ϖ^z качественно соответствует $\delta_z \overline{\rho}^{xy}$, но она по абсолютной величине на несколько порядков меньше, чем $\overline{\xi}^z$. В свою очередь структура абсолютного вихря довольно однородна и положительна, поэтому при умно-

жении $\delta_z \overline{\rho}^{xy}$ на $\overline{\xi^z}^z$ структуру потенциальной завихренности характеризует $\delta_z \overline{\rho}^{xy}$, а ее количественное значение зависит от $\overline{\xi^z}^z$. Величина ξ^z определяется двумя слагаемыми – относительной и планетарной завихренностью. Если оценивать вклад f^z в абсолютный вихрь, то f^z сравнимо по величине с относительным вихрем и увеличивает значения ξ^r. По величине ξ^z в среднем больше на два порядка, чем $\delta_z \overline{\rho}^{xy}$. В этот период года в результате зимней конвекции сомножитель, обусловленный градиентом плотности по вертикали, в верхнем слое моря мал, за исключением области стока рек, где его величина может быть значима.

На горизонте 106,25 м (рис. 5, *f*) оба сомножителя положительные и $\overline{\xi^z}^z$ в среднем меньше на несколько порядков. Изменчивость *PV* наблюдается во вдольбереговой полосе, в центральной части моря *PV* однородна. Отметим, что, во-первых, на нижних горизонтах (приблизительно ниже глубины 50 м) относительный вихрь по абсолютной величине на порядок меньше f^z. Во-вторых, так как интеграл по горизонтальной поверхности от ξ^r, отличие от нуля которого определяется стоком рек и обменом воды через проливы, мал, то в структуре ξ^r имеют место зоны циклонического и антициклонического вращения вод. В то же время планетарная завихренность положительная и больше ξ^r, и поэтому именно она определяет количественные значения *PV* с поправками, вносимыми относительным вихрем, на качественную структуру потенциальной завихренности на глубинных горизонтах.

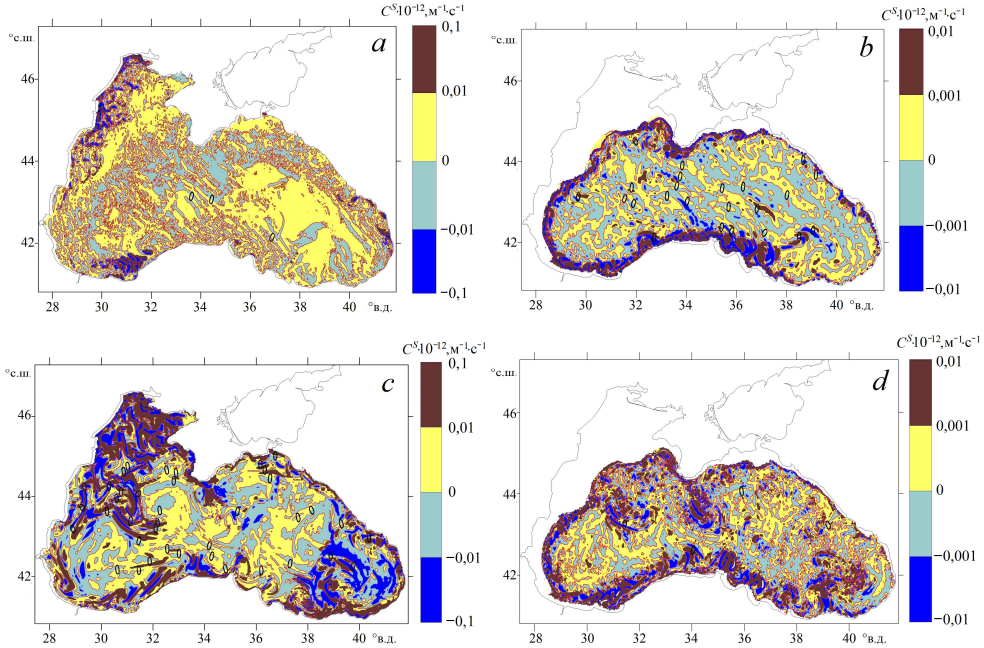
Рассмотрим вклад нелинейных сил в эволюцию ϖ. Введем обозначения

$$C^x = \delta_x(\Upsilon^x \overline{\rho}^{yz}) + \delta_x(\xi^x R^x) = C_1^x + C_2^x, \quad C^y = \delta_y(\Upsilon^y \overline{\rho}^{xz}) + \delta_y(\xi^y R^y) = C_1^y + C_2^y,$$

$$C^z = \delta_z(\Upsilon^z \overline{\rho}^{xy}) + \delta_z(\xi^z R^z) = C_1^z + C_2^z, \qquad C^S = C^x + C^y + C^z.$$

Основной вклад во временную эволюцию *PV* нелинейные силы в верхнем слое вносят в прибрежной области моря (рис. 6, *a*, *b*). Их вклад для различных областей неодинаков: больше в северо-западной части (рис. 6, *a*) и вдоль Анатолийского побережья (рис. 6, *b*). Оценки показывают, что их количественные различия по абсолютной величине между центральной частью моря и его периферией составляют несколько порядков. На нижних горизонтах (рис. 6, *c*, *d*) наибольшие значения нелинейных слагаемых в уравнении Эртеля концентрируются в виде узкой вдольбереговой полосы с более ярко выраженным характером у южного берега моря.

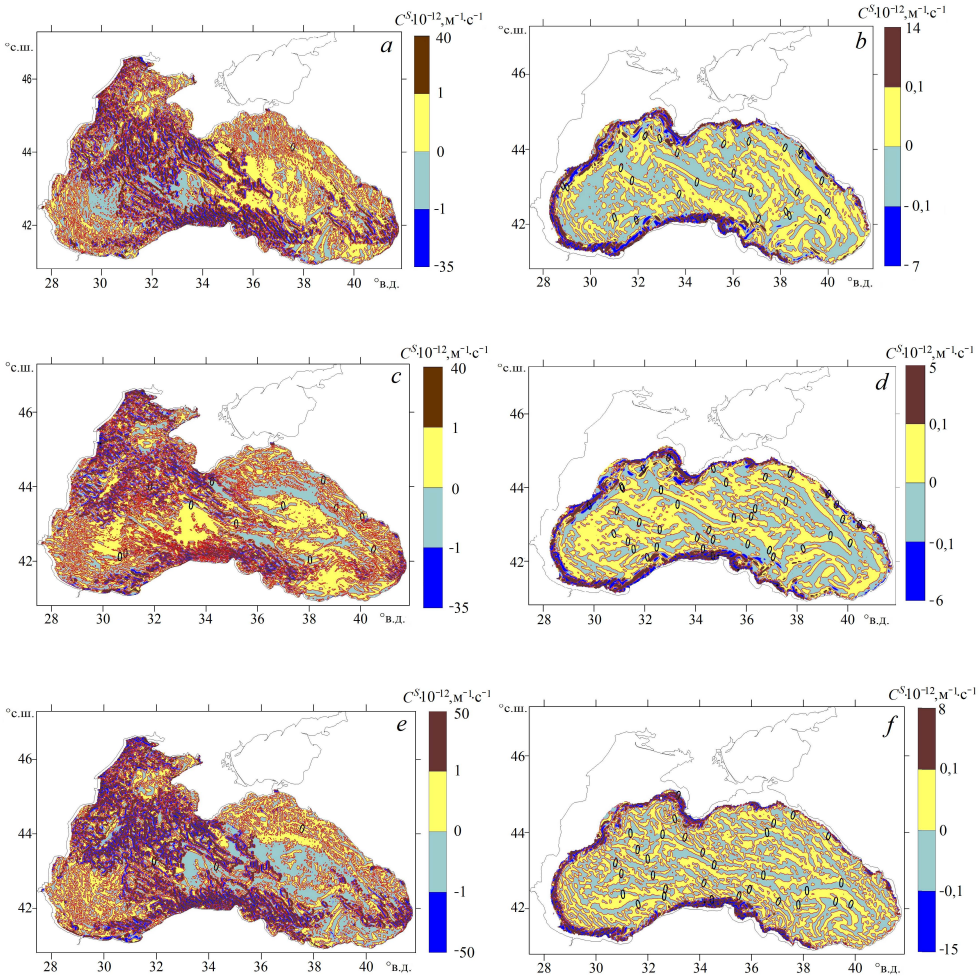
Рассмотрим вклад слагаемых отдельных слагаемых C^x, C^y, C^z в C^S.



Р и с. 6. C^S на 1 февраля 2011 г. на горизонтах 3 (*a*), 106.25 м (*b*) и на 1 августа 2011 г. 3,75 (*c*), 106.25 м (*d*)

F i g. 6. C^S at horizons 3 (*a*) and 106.25 m (*b*) on February 1, 2011, and at horizons 3.75 (*c*) and 106.25 m (*d*) on August 1, 2011

В верхнем слое (рис. 7, *a*, *c*, *e*) зоны больших по абсолютной величине значений C^x, C^y, C^z имеют сходную структуру. В юго-восточном углу бассейна и в северо-восточной части моря, ограниченной координатами 42°–44° с. ш., 37°–39° в. д., наблюдаются области значений C^x, C^y, C^z, близких к нулю. Вычисленные средние и максимальные значения C^x, C^y, C^z (рис. 7, *a*, *c*, *e*) в сопоставлении с C^S (рис. 6, *a*) свидетельствуют о том, что экстремальные значения различаются на порядок, средние – на два порядка. Это означает, что C^x, C^y, C^z взаимно компенсируются и в результате получается структура, представленная на рис. 6, *a*. Прямыми вычислениями устанавливается, что основной вклад в нелинейные слагаемые C^x, C^y, C^z в верхнем слое дают C_1^x, C_1^y, C_1^z соответственно, то есть $\delta_x(\Upsilon^x \overline{\rho}^{yz}), \delta_y(\Upsilon^y \overline{\rho}^{xz}), \delta_z(\Upsilon^z \overline{\rho}^{xy})$. Оценка порядка величин показывает, что C^S по величине в среднем на два порядка меньше каждого из слагаемых C^x, C^y, C^z.



Р и с. 7. Составляющие C^S: C^x на горизонтах 3,75 м (*a*), 106.25 м (*b*), C^y на горизонтах 3.75 м (*c*), 106.25 м (*d*), C^z на горизонтах 3,75 м (*e*), 106,25 м (*f*) на 1 февраля 2011 г.

F i g. 7. Components: at horizons 3.75 (*a*) and 106.25 m (*b*), at horizons 3.75 (*c*) and 106.25 m (*d*), and at horizons 3.75 (*e*) and 106.25 m (*f*) on February 1, 2011

Аналогичная ситуация имеет место и для рассчитанных полей на 1 августа 2011 г.

Заключение

Для системы дискретных уравнений динамики моря в приближении гидростатики и с учетом вязкости, диффузии, втока рек, водообмена через проливы и атмосферного воздействия как ее следствие получено конечно-разностное уравнение потенциальной завихренности стратифицированной несжимаемой жидкости. Так же, как и в более общем случае, оно имеет дивергентный вид и отличается от своего дифференциального аналога. Поскольку используется нелинейное состояние для расчета плотности, полученное дискретное уравнение для PV не является точным следствием конечно-разностных уравнений

модели. Для оценки влияния нелинейного характера уравнения состояния на полученные результаты необходимы дополнительные исследования.

Анализ величины самой потенциальной завихренности подтвердил полученные ранее результаты, что ее вертикальная компонента является основной. Горизонтальные составляющие вносят заметный вклад в областях стока рек, водообмена через проливы и в зонах резких градиентов поля плотности. Качественный вид PV в верхнем слое моря имеет аналогичные особенности, зафиксированные по данным наблюдений. Однородная структура для центральной части вихревых образований и интенсивный характер в области больших поперечных градиентов в поле плотности во фронтальных зонах определяют структуру потенциальной завихренности. В глубинных слоях моря ее наибольшие значения концентрируются в виде узкой вдольбереговой полосы, в остальной части моря значения PV малы.

Расчет составляющих ϖ^z в зимний период на верхних горизонтах показал, что в верхних слоях моря, за исключением прибрежных зон стока рек, определяется ξ^z, который является суммой относительного вихря и f^z (величины примерно одного порядка). В нижних слоях моря количественные значения PV в большей степени определяет планетарная завихренность, а ее качественные особенности обусловлены структурой относительного вихря.

Из анализа нелинейных слагаемых в уравнении PV следует, что в верхнем слое моря основной вклад в адвекцию потенциальной завихренности C^S вносится в северо-западной части и вдоль Анатолийского побережья. На нижних горизонтах наибольшие значения C^S наблюдаются вдоль береговой полосы с более ярко выраженным характером у южного берега моря, что соответствует структуре PV.

Расчет слагаемых C^x, C^y, C^z для зимнего и летнего периодов позволил установить два факта. Во-первых, величина каждого C^x, C^y, C^z определяется $\delta_x(\Upsilon^x\overline{\rho}^{yz})$, $\delta_y(\Upsilon^y\overline{\rho}^{xz})$, $\delta_z(\Upsilon^z\overline{\rho}^{xy})$, то есть дивергенцией от произведения нелинейных слагаемых в уравнениях движения и плотности. Во-вторых, C^S на полтора – два порядка по величине меньше, чем каждая из составляющих C^x, C^y, C^z, то есть локально полная сумма вертикальной и горизонтальной адвекции потенциальной завихренности на два порядка меньше, чем каждая по отдельности. Возможное объяснение такого результата заключается в следующем. Предположим, что конечно-разностные аналоги нелинейных слагаемых в уравнении PV близки к дифференциальному виду $\mathrm{div}(\vec{U}\omega)$. Тогда, представляя $\omega = \omega^S + \varpi^*$, где ω^S – величина, осредненная по пространству, в каждой точке области имеем $\mathrm{div}(\vec{U}\omega^S) = \omega^S\mathrm{div}(\vec{U}) = 0$ или близко к нулю. Поскольку изменчивость во времени потенциальной завихренности в преобладающей степени зависит от $\mathrm{div}(\vec{U}\omega^*)$ и происходит взаимная компенсация нелинейных составляющих по x, y, z при расчете адвекции PV.

Насколько полученные результаты имеют общий характер – вопрос дальнейших исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ertel H.* Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz // Meteorologische Zeitschrift. 1942. Vol. 59, no. 9. S. 277–281.
2. *Müller P.* Ertel's potential vorticity theorem in physical oceanography // Reviews of Geophysics. 1995. Vol. 33, iss. 1. P. 67–97. https://doi.org/10.1029/94rg03215
3. *Kurgansky M. V., Pisnichenko I. A.* Modified Ertel's Potential Vorticity as a Climate Variable // Journal of the Atmospheric Sciences. 2000. Vol. 57, iss. 6. P. 822–835. https://doi.org/10.1175/1520-0469(2000)057<0822:MESPVA>2.0.CO;2
4. *Жмур В. В., Новоселова Е. В., Белоненко Т. В.* Потенциальная завихренность в океане: подходы Эртеля и Россби с оценками для Лофотенского вихря // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57, № 6. С. 721–732. EDN SRKASA. https://doi.org/10.31857/S0002351521050151
5. *Rossby C.-G.* Planetary flow patterns in the atmosphere // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 1940. Vol. 66, iss. S1. P. 68–87. https://doi.org/10.1002/j.1477-870X.1940.tb00130.x
6. *Hoskins B. J., McIntyre M. E., Robertson A. W.* On the use and significance of isentropic potential vorticity maps // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 1985. Vol. 111, iss. 470. P. 877–946. https://doi.org/10.1002/qj.49711147002
7. *Демышев С. Г.* Конечно-разностная аппроксимация уравнения потенциальной завихренности для стратифицированной несжимаемой жидкости и пример его использования при расчете циркуляции Черного моря. Часть I. Дифференциально-разностное уравнение потенциальной завихренности идеальной жидкости // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 2. С. 165–179. EDN BCKKBN.
7. *Mellor G. L., Yamada T.* Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // Reviews of Geophysics. 1982. Vol. 20, iss. 4. P. 851–875. https://doi.org/10.1029/RG020i004p00851
9. *Arakawa A., Lamb V. R.* A potential enstrophy and energy conserving scheme for the shallow water equations // Monthly Weather Review. 1981. Vol. 109, iss. 1. P. 18–36. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<0018:APEAEC>2.0.CO;2
10. *Демышев С. Г.* Численные эксперименты по сопоставлению двух конечно-разностных схем для уравнений движения в дискретной модели гидродинамики Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2005. № 5. С. 47–59.
11. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV. Черное море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия. С.-П. : Гидрометеоиздат, 1991. 428 с.
12. The regional weather forecasting system SKIRON: an overview / G. Kallos [et al.] // Proceedings of the Symposium on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments, Athens, Greece, 15–17 October 1997. Athens : University of Athens, 1997. P. 109–122.
13. *Demyshev S. G., Dymova O. A.* Numerical analysis of the Black Sea currents and mesoscale eddies in 2006 and 2011 // Ocean Dynamics. 2018. Vol. 68, iss. 10. P. 1335–1352. https://doi.org/10.1007/s10236-018-1200-6

Об авторе:

Демышев Сергей Германович, зав. отделом теории волн, главный научный сотрудник, Морской гидрофизический институт РАН (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, 2), доктор физико-математических наук, **Scopus Author ID: 6603919865**, **SPIN-код: 1848-2350**, **IstinaResearcherID (IRID): 17369115**, **ResearcherID: C-1729-2016**, **ORCID ID: 0000-0002-5405-2282**, demyshev@gmail.com

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА

Научная статья

УДК 551.46.5
EDN: OBMVIY

Ошибки при расчете плотности по данным *CTD*-зонда в субкислородном слое Черного моря

Н. Ю. Андрулионис ✉, О. И. Подымов

Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия,
✉ natalya@ocean.ru

Поступила в редакцию 28.07.2023; одобрена после рецензирования 12.02.2024;
принята к публикации 15.03.2024.

Аннотация
Цель. Целью данной работы является исследование плотности воды субкислородного слоя Черного моря двумя способами, оценка ошибок при расчете плотности стандартным способом по данным гидрофизического оборудования, сопоставление полученных результатов с другими характеристиками вод моря и анализ причин этих ошибок.
Методы и результаты. Исследование вод субкислородного слоя Черного моря провели в мае 2021 г. и октябре 2022 г. Плотность воды измеряли прецизионным лабораторным плотномером и рассчитывали по данным *CTD*-зонда с помощью уравнения состояния *EOS*-80. При отборе проб измерили значение мутности с помощью турбидиметра. В лаборатории определили концентрации главных ионов основного ионно-солевого состава исследуемых образцов способом потенциометрического титрования и оценили отличие основного ионно-солевого состава образцов от ионно-солевого состава стандартной морской воды *IAPSO*. Эта оценка показала, что содержание SO_4^{2-} и HCO_3^- в среднем было выше на 0,2 и 0,6 % соответственно, K^+ и Ca^{2+} – выше на 0,2 %, а Cl^- и Na^+ – ниже в среднем на 0,4 и 0,3 % соответственно, чем в стандартной морской воде. Содержание Mg^{2+} в составе вод было близко к его содержанию в стандартной морской воде. Установили, что вертикальное распределение главных ионов в диапазоне условной плотности (σ_t) 15,9−16,2 кг/м^3 не линейно, особенно в отношении хлоридов и сульфатов.
Выводы. В результате определения плотности вод субкислородного слоя Черного моря двумя способами и сравнения полученных значений, было установлено, что ошибки при расчете плотности по данным *CTD*-зонда составляют 0,05–0,2 кг/м^3 и обусловлены вариациями ионно-солевого состава и присутствием большой концентрации взвеси. Градиент плотности при измерении ее плотномером приблизительно в два раза больше, чем по данным *CTD*-зонда.

Ключевые слова: Черное море, субкислородный слой, плотность воды, соленость воды, измерение плотности, *CTD*-зондирование, гидрохимические характеристики воды, ионный состав

Благодарности: исследования были выполнены при поддержке Минобрнауки РФ Соглашение № 07-15-2021-941. Авторы благодарят старшего научного сотрудника АО «Акустический институт имени академика Н. Н. Андреева», главного специалиста ИО РАН В. А. Соловьева за помощь в исследовательской работе и подготовке статьи.

Для цитирования: *Андрулионис Н. Ю.*, *Подымов О. И.* Ошибки при расчете плотности по данным CTD-зонда в субкислородном слое Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 3. С. 371–385. EDN OBMVIY.

.

Original article

Errors in Calculating Density Using the CTD probe data in Suboxic Layer of the Black Sea

N. Yu. Andrulionis ✉, O. I. Podymov

P. P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
✉ *natalya@ocean.ru*

Abstract
Purpose. The purpose of this work is to study the density of water in two ways in the suboxic layer of the Black Sea, to assess errors in calculating density using a standard method based on hydrophysical equipment data, to compare the results obtained with other characteristics of sea waters and to analyze the causes of these errors.
Methods and Results. The waters of the Black Sea suboxic layer were studied in May 2021 and October 2022. Water density was measured with a high-precision laboratory density meter and calculated from the *CTD* probe data using electrical conductivity by the *EOS*-80 equation of state. The turbidity values were measured by a turbidimeter while sampling. The concentrations of major ions of the major ion-salt composition in the studied samples were determined by a potentiometric titration, and their difference from the standard sea water *IAPSO* was assessed in the laboratory. The assessing procedure showed that, as compared to the standard sea water, the contents of SO_4^{2-} and HCO_3^- were higher on average by 0.2 and 0.6%, respectively, both K^+ and Ca^{2+} – by 0.2% , and the contents of Cl^- and Na+ were lower on average by 0.4 and 0.3%, respectively. The content of Mg^{2+} was close to its content in standard sea water. It was found that within the range of conditional density (σ_t) 15.9−16.2 kg/m^3, the vertical distribution of major ions was not linear, especially in relation to chlorides and sulfates.
Conclusions. As a result of determining the density of the waters of the suboxic layer of the Black Sea in two ways and comparing the obtained values, it was found that the errors in calculating the density according to the CTD probe data amount to 0.05–0.2 kg/m^3 and are due to variations in the ion-salt composition and the presence of a large suspension concentrations. The density gradient measured by a density meter is approximately twice as large as that measured by a CTD probe.

Keywords: Black Sea, suboxic layer, water density, water salinity, density measurement, *CTD* sounding, hydrochemical characteristics of water, ionic composition

Acknowledgments: The research was carried out with the support of Ministry of Education and Science of Russian Federation, Agreement No. 07-15-2021-941. The authors are grateful to Senior Researcher of Andreyev Acoustics Institute and Chief Specialist of IO RAS V. A. Soloviev for his assistance in studies and preparation of the paper.

For citation: Andrulionis, N.Yu. and Podymov, O.I., 2024. Errors in Calculating Density Using the CTD probe data in Suboxic Layer of the Black Sea. *Physical Oceanography*, 31(3), pp. 336-349.

Введение

С конца XX в. измерения солености выполняются главным образом с помощью *CTD*- (*conductivity, temperature, depth*) зондов и основываются на отношении электрической проводимости морской воды к проводимости специального эталонного образца морской воды (*IAPSO Standard Seawater*) (далее СМВ) [1]. Взаимосвязь плотности, температуры, солености и давления определяется уравнением состояния *EOS*-80 (УС-80), а соленость рассчитывается по электропроводности. Точный расчет солености по электропроводности возможен при постоянстве относительного ионно-солевого состава (ОИС) морской воды, а нарушение этого постоянства приводит к ошибкам. ОИС претер-

певает некоторые изменения, приводящие к изменению зависимости электропроводимость – соленость − плотность, которая в настоящее время наиболее точно определена только для СМВ, полученной из определенного района Северной Атлантики. Исследования показывают, что СМВ может иметь химические аномалии [2], а электропроводность ее может несколько отличаться от партии к партии [3]. Изменение зависимости электропроводимость – соленость − плотность является источником ошибок при определении термодинамических свойств морской воды с использованием уравнения состояния *EOS*-80, поскольку электропроводность напрямую зависит от ионных составляющих морской воды и в большей степени от главных ионов [2–4]. Наибольшие отличия относительного ОИС от состава СМВ наблюдаются в глубинных водах океана из-за растворения карбонатов, силикатов и окисления растительных остатков и др. [5, 6], в водах с высокими значениями концентрации растворенного органического углерода и общей щелочности. Наиболее выражены ионные вариации в таких частях Мирового океана, как эстуарии, водоемы с аноксичной зоной, а также в термальных источниках, в испарительных бассейнах и др. [4, 5, 7].

В отличие от большинства морей, Черное море имеет явно выраженную двухслойную структуру водной толщи с кислородным и анаэробным слоями. В верхнем слое моря располагаются воды с пониженной соленостью, в нижнем слое – с повышенной. На термохалинные свойства верхнего слоя влияет речной сток и взаимодействие с атмосферой в различных временных масштабах, а свойства нижнего слоя зависят от влияния мраморноморских (средиземноморских) вод, поступающих с нижнебосфорским течением, а также процессов вертикального обмена [8, 9].

Между верхним и нижним основными слоями находится слой вод основного пикноклина (градиента плотности), который отличается соленостью и плотностью от выше- и нижележащего слоев. Он является границей вертикального конвективного перемешивания и поддерживает вертикальное разделение кислородных, субкислородных и бескислородных вод Черного моря [10]. От глубины залегания и характеристик основного пикноклина зависит вертикальное распределение кислорода и сероводорода, которое определяет существование окисленных и восстановленных форм различных элементов: углерода, азота, серы, марганца, железа и других. Вертикальное распределение кислорода в Черном море достаточно сильно связано с плотностной стратификацией [10, 11]. Основной пикноклин из-за высоких градиентов плотности существенно ограничивает интенсивность вертикального турбулентного обмена, а значит и потока кислорода в более глубокие слои вод, и является причиной существования холодного промежуточного слоя (ХПС), определяя его свойства.

Глубже ХПС находится оксиклин, в котором происходит снижение концентрации кислорода. Нижней границе оксиклина соответствует резкое изменение вертикального градиента концентрации кислорода, а плотность σ_t в этом слое равна 15,2–16,0 [12].

Ниже оксиклина расположен субкислородный слой, который впервые был описан в работе [13] и исследованию которого посвящено много научных работ. Субкислородный слой, или зона, начинается при σ_t = 15,6−15,9 кг/м^3, и его появление объясняется особенностями формирования вертикального и горизонтального потоков O_2, вертикальных потоков взвешенного органического вещества и H_2S. В этой зоне происходит сложная цепь окислительно-восстановительных превращений с помощью бактерий в процессе хемосинтеза, в основном с участием соединений марганца, а также удаление азота (денитрификация и анаммокс) в процессе сульфатредукции [14, 15]. Здесь же расположен слой с повышенным значением мутности, основным компонентом минеральной составляющей взвеси является нерастворимый оксид марганца (MnO_2) [16, 17].

Многочисленные исследования сложной гидрохимической структуры Черного моря свидетельствуют о существенных отличиях ОИС его вод от ОИС вод Мирового океана и стандартной морской воды *IAPSO*, что приводит к ошибкам при расчете по уравнению *EOS*-80 [16–19]. Этот вывод справедлив также при использовании уравнения *TEOS*-10 (*thermodynamic equation of state*), если в него не внесены соответствующие поправки, учитывающие гидрохимические аномалии макрокомпонентного состава относительно состава СМВ, как это рекомендовано, например, в работе [20]. Сложные биогеохимические процессы, приводящие к метаморфизации ионного состава вод в субкислородном слое, могут способствовать существенному занижению здесь значений электропроводности, а значит, солености и плотности.

Предыдущие исследования субкислородного слоя Черного моря позволяют предположить, что плотность в этом слое резко повышается – имеет скачок. Тогда присутствие здесь часто встречающегося слоя повышенной мутности может объясняться наличием наибольшего градиента плотности, что предполагалось ранее [5, 20], который препятствует скорому оседанию и рассеянию взвешенных частиц в толще воды. Данное исследование расширяет представление о степени влияния биогеохимических процессов в условиях, отличных от океанических, на физические свойства морских вод и точность их определения. Ионные вариации в составе глубинной воды влияют на соотношение электропроводность − плотность, при этом даже небольшие изменения плотности могут повлиять на глобальную циркуляцию вод Мирового океана вдоль поверхностей с постоянной плотностью.

Цели данной работы − исследование плотности воды субкислородного слоя Черного моря двумя способами для выявления ошибок при определении плотности по данным *CTD*-зонда с помощью уравнения состояния *EOS*-80, а также сопоставление полученных результатов с другими характеристиками вод моря и анализ причин этих ошибок. Для достижения этих целей были поставлены следующие задачи: исследовать ОИС каждого образца, сравнить его с составом СМВ и оценить обнаруженные отличия; рассчитать значения солености по сумме главных ионов, сравнить их со значениями, определенными по данным *CTD*-зонда, и рассчитать отклонения. Полученные значения плотности и солености сопоставили с профилем мутности и основным химическим составом воды исследуемых образцов.

Материалы и методы

Отбор проб воды и измерения осуществлялись на Геленджикском полигоне ИО РАН в субкислородном слое Черного моря в районе континентального склона с максимальной глубиной 1300 м с борта МНИС «Ашамба» 26 мая 2021 г. и 13 октября 2022 г. Всего было взято 12 проб − по 6 в каждый год. Координаты станций: в 2021 г. − 44,51667° с. ш., 37,90967° в. д., в 2022 г. – 44,51775° с. ш., 37,90723° в. д. Пробы отбирали по изопикнам, которые в момент отбора располагались на соответствующих глубинах (табл. 1).

Таблица 1
Table 1

Изопикны и глубины, зафиксированные *CTD*-зондом в момент отбора проб
Isopycnals and depths recorded by *CTD* probe at the time of sampling

Глубина, м / Depth, m	σ_t, кг/м^3 / σ_t, kg/m^3	Глубина, м / Depth, m	σ_t, кг/м^3 / σ_t, kg/m^3
2021		2022	
142,2	15,86	140,6	15,92
148,1	15,98	148,1	15,99
151,3	16,04	152,6	16,05
155,1	16,09	157,3	16,11
159,4	16,15	161,4	16,16

Отбор проб проводился шестью 4-литровыми пластиковыми батометрами Нискина, установленными на розетте, оборудованной *CTD*-зондом *SBE* 19*plus*. Образцы воды из батометра помещали в герметичные емкости объемом 1 л и доставляли в лабораторию для последующего анализа. Для приготовления растворов реактивов и разбавления проб использовалась деионизированная вода (электропроводность менее 0,2 мкСм/см). Масса анализируемой пробы измерялась взвешиванием на лабораторных аналитических весах OHAUS первого класса точности с погрешностью 0,001 г.

Определение плотности. Во время отбора проб проводили измерения электропроводности морской воды с помощью *CTD*-зонда *SeaBird* 19*plus*. Плотность по данным *CTD*-зонда рассчитывается с помощью уравнения состояния *EOS*-80, разработанного для океанических вод с определенным ионно-солевым составом. Влияние вариаций ионно-солевого состава на точность определения солености в морской воде исследовалось в работах [2, 20], а в водоемах с существенно отличным от океанического составом – в работе [21].

Плотность воды исследуемых образцов в лаборатории измерялась с помощью прецизионного плотномера *Anton Paar DMA* 5000*M* (Австрия) (*DMA*) при температуре *in situ* и атмосферном давлении. Аналогичный прибор этого производителя использовался при разработке нового термодинамического уравнения состояния морской воды *TEOS*-10 [22, 23]. Предварительно пробы фильтровались через мембранный фильтр *GF/F Whatman* с размером пор 0,7 мкм для удаления минеральной и органической взвесей и помещались в стеклянные

емкости объемом 250–300 мл. Калибровку прибора проводили согласно инструкции. Погрешность [1] измерения плотности воды $\pm 10^{-5}$ г/см³. Среднеквадратичные отклонения при измерении плотности не превышали $0{,}02 \cdot 10^{-3}$ г/см^3.

Для оценки точности работы плотномера провели исследование на образце СМВ фирмы *Osil P*162 (партия 162). О современных исследованиях солености различных партий СМВ и оценки точности их калибровки, в том числе образца *P*162, говорится в работе [3]. Результаты последних исследований, демонстрирующие высокую точность плотномера *Anton Paar* серии *DMA*, приводятся в [24]. Значения плотности СМВ, полученные на плотномере, сравнивали со значениями, рассчитанными по *EOS*-80 и по *TEOS*-10. Значения плотномера отличались от рассчитанных по *EOS*-80 и по *TEOS*-10 в среднем на 0,003 кг/м^3, что находится в пределах погрешности измерений. Этот результат соответствует выводу из работы [24, с. 4] о том, что «результаты для воды *IAPSO* согласуются с *TEOS*-10 в пределах существующей неопределенности измерений».

Данные плотности в работе сравнивались в единицах условной плотности σ_t (кг/м^3) для единообразия с литературными источниками. Стоит отметить, что на исследуемых глубинах отклонения σ_t от потенциальной плотности σ_θ не превышают тысячных долей, а температура *in situ* отличается от потенциальной температуры на сотые доли градуса, эти значения находятся в интервале погрешности применяемых измерительных средств.

Определение мутности. При отборе проб измеряли значения мутности в *NTU* (нефелометрическая единица мутности) с помощью турбидиметра (мутномера) *Seapoint*.

Определение ионно-солевого состава**.** Концентрации компонентов основного солевого состава исследуемых образцов (Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}) определялись в соответствии с методиками, подобранными для анализа гипергалинных вод [21], но с учетом минерализации черноморской воды. Растворы реактивов приготовлялись более низкой концентрации по сравнению с концентрациями растворов реактивов для анализа гипергалинных вод. Например, для определения общего растворенного неорганического углерода (T_{CO_2}) [25], который рассчитывали в граммах на килограмм как HCO_3^-, брали 0,05 М раствор HCl, сульфаты титровались 0,01 М и 0,05 М раствором $BaCl_2$, а хлориды – 0,05 М раствором нитрата серебра. Для определения содержания кальция и магния использовался раствор ЭДТА (динатриевая соль этилендиаминтетрауксусной кислоты, трилон-Б) концентрацией 0,05 М. Количество образца для анализов корректировалось по необходимости. Концентрации Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, Ca^{2+} и Mg^{2+} определяли способом потенциометрического титрования, K^+ − гравиметрически. Концентрацию Na^+ определили как разницу между суммой анионов и катионов в молях эквивалентов. Этот способ дает хорошие результаты при условии, что все остальные ионы определены

[1] Руководство по эксплуатации DMA 4100 M, DMA 4500 M, DMA 5000 M. Версия программного обеспечения: V1.70. Copyright. Anton Paar GmbH. Грац. Австрия, 2010. 135 с.

с достаточно высокой точностью [2] [6, 26, 27]. Аналогичные исследования состава были проведены на образце (СМВ) с практической соленостью 34,993, который был проанализирован в лаборатории ИО РАН и имел хорошую сходимость с составом, опубликованным в [27]. Отклонения суммы ионов в СМВ из [27] от суммы ионов, полученной в лаборатории ИО РАН, составили 0,3 г/кг. Для образцов воды из Черного моря с соленостью 21 это эквивалентно 0,06 г/кг.

Исследование концентрации главных ионов позволило определить общую минерализацию образцов воды, а также рассчитать важную гидрохимическую характеристику водоема – сульфат-хлорное отношение (SO_4^{2-}/Cl^-).

В работе приводятся значения относительного вклада главных ионов в общую минерализацию каждого исследуемого образца воды субкислородного слоя Черного моря. Полученные значения сравниваются с аналогичными для СМВ. В табл. 2 представлены среднеквадратичные отклонения (англ. *standart deviation*, сокр. *sd*) при измерении концентрации главных ионов в воде Черного моря, выраженные в процентах от средних массовых значений.

Таблица 2
Table 2

Значение *sd* (%) при определении массовых концентраций главных ионов
Value of *sd* (%) when determining the mass concentrations of major ions

σ_t, кг/м^3 / σ_t, kg/m^3	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	K+
Май 2021 г. / May 2021						
15,86	0,2	0,8	0,8	2,1	0,5	2,1
15,98	0,2	0,3	2,3	1,8	0,4	2,2
16,04	0,1	2,1	0,9	2,0	0,3	2,3
16,09	0,1	0,6	0,4	0,7	0,2	2,1
16,15	0,4	0,7	0,2	0,4	0,4	3,3
16,20	0,2	0,8	0,2	1,4	0,7	2,3
Октябрь 2022 г. / October 2022						
15,92	0,5	2,9	0,5	0,5	0,3	1,8
15,99	0,3	1,9	0,2	0,9	0,3	2,1
16,05	0,2	1,2	0,5	1,4	0,2	2,0
16,11	0,1	1,3	0,4	0,5	0,3	1,9
16,16	0,6	0,6	0,0	0,7	0,2	2,1
16,21	0,1	2,5	0,8	0,4	0,3	2,2

[2] Руководство по химическому анализу морских вод : РД 52.10.243-92. Введ. 1993-07-01. СПб. : Гидрометеоиздат, 1993. С. 27. URL: http://oceanography.ru/images/stories/lmz/docs/rd_52_10_243-92.pdf (дата обращения: 14.01.2019).

Среднеквадратичные отклонения при расчете натрия не превышали 0,5 %. В целом погрешность определения концентраций главных ионов составляла сотые доли грамма.

Определение солености. Расчет солености проводился двумя способами: практическая соленость (*SP*) была рассчитана по данным *CTD*-зонда и шкалы практической солености и по сумме главных ионов (*SS*) ОИС. Точность расчета солености зависит от погрешности оборудования и методов и составляет, согласно [6], при расчете с использованием электропроводности $\pm 0{,}1 \cdot 10^{-2}$ мкСм/см, суммы главных ионов – $0{,}1 \cdot 10^{-1}$ г/кг.

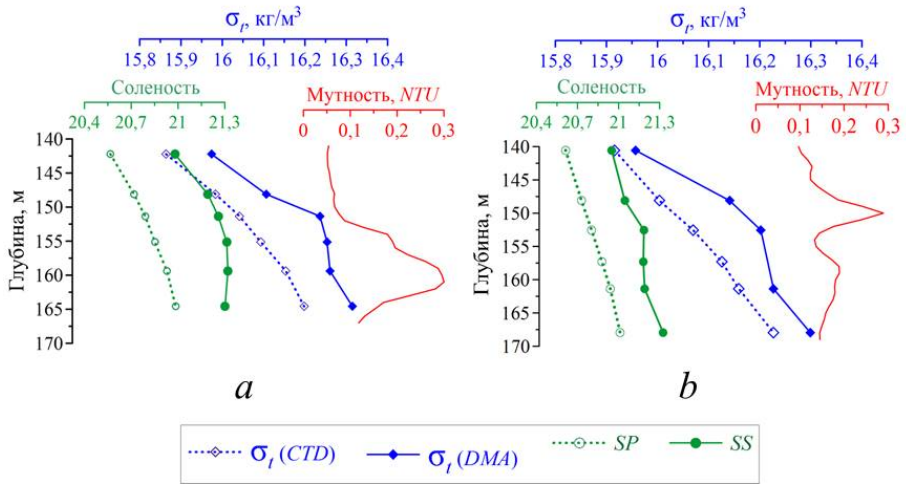
Результаты

Результаты исследования образцов воды субкислородного слоя Черного моря, полученных в мае 2021 г. и в октябре 2022 г., представлены на рис. 1.

Значение практической солености (*SP*) в 2021 г. по данным *CTD*-зонда было ниже, чем по сумме компонентов ОИС (*SS*), в среднем на 2 %, а в 2022 г. – в среднем на 1,5 %. Эта разница обусловлена соотношением из [28] для океанской воды:

$$SA = \frac{35{,}16504 \cdot SP}{35}, \qquad (1)$$

где *SA* – абсолютная соленость; *SP* – практическая соленость; 35,16504 – значение справочной солености (*SR*). *SA* и *SR* выше, чем *SP*, примерно на 0,47 %, так как *SP* учитывает не содержание карбонатов, а только продукты их разложения – оксиды металлов [28]. Это первая причина отклонений при расчете солености по данным *CTD*-зонда.



Р и с. 1. Гидрофизические характеристики образцов воды субкислородного слоя Черного моря: *a* – в мае 2021 г.; *b* – в октябре 2022 г. Зеленые линии обозначают результаты расчетов солености, синие – плотности σ_t. Красная линия – профиль мутности. Сплошные линии обозначают плотность, измеренную на плотномере, и соленость, определенную по сумме главных ионов (*SS*); пунктирные линии – плотность и соленость, рассчитанные по данным *CTD*-зонда (*SP*)

F i g. 1. Hydrophysical characteristics of water samples from the Black Sea suboxic layer: *a* – in May 2021, *b* – in October 2022. Green lines denote the results of calculating salinity, and blue ones – density σ_t. Red line is the turbidity profile. Solid lines denote density measured by a density meter, and salinity determined by a sum of major ions (*SS*); dotted lines indicate density and salinity calculated using the *CTD* probe data

На рис. 1 видно, что значения плотности, рассчитанные по данным *CTD*-зонда, были ниже, чем измеренные на плотномере, на 0,11–0,19 кг/м^3 в 2021 г. и на 0,05–0,15 кг/м^3 в 2022 г. Это свидетельствует о том, что плотность в нижней части основного пикноклина в действительности имеет более высокие значения, чем значения, рассчитанные по электропроводности. В 2021 г. градиент плотности в субкислородной зоне по данным *CTD*-зонда составил 0,02 кг/м^3 на 1 м, а по данным плотномера − 0,04 кг/м^3 на 1 м, а в 2022 г. – 0,01 кг/м^3 на 1 м и 0,02 кг/м^3 на 1 м соответственно. В среднем фактический градиент плотности в этом слое был в два раза больше, чем по данным *CTD*-зонда.

На рис. 1 видно, что более выраженный градиент плотности в субкислородной зоне и верхней части сероводородной зоны сопровождается пиком на профиле мутности, расположенным в области этих градиентов. Пик мутности указывает на наличие слоя повышенной концентрации взвеси в данной области. Скопление взвеси (органической и минеральной) в области пикноклина может также свидетельствовать о присутствии значительного градиента плотности. Присутствие большого количества взвешенного органического вещества в водах Черного моря отмечалось в более ранних работах [3] [29]. Согласно литературным источникам, этот слой повышенной концентрации взвеси регулярно наблюдается в субкислородной зоне. Его образованию предшествуют множественные процессы метаморфизации воды, а основным компонентом минеральной составляющей взвеси является нерастворимый оксид марганца (MnO_2), который образуется в результате окисления Mn(II) [17, 30].

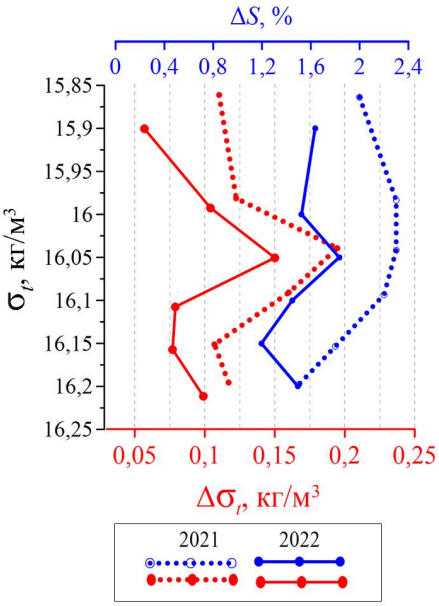
При попадании взвешенных частиц, как правило, не обладающих электропроводностью, в измерительную ячейку *CTD*-зонда происходит занижение значений электропроводности вследствие вытеснения части ионов морской воды, которые являются носителями электрического заряда. Погрешность при определении электропроводности приводит к ошибкам при расчете плотности и солености. Это вторая причина различающихся значений при определении гидрофизических параметров двумя способами. Для определения степени влияния взвеси и вариаций ионно-солевого состава на точность измерения плотности *CTD*-зондом желательно исследовать воды субкислородного слоя Черного моря с использованием прецизионного лабораторного солемера *AutoSal*.

Отклонение полученного при измерении плотномером значения плотности от значения, рассчитанного с использованием электропроводности, представляет собой ошибку определения плотности ($\Delta\sigma_t$), а отклонение значения практической солености от суммы главных ионов – ошибку определения солености (ΔS). Взаимосвязь $\Delta\sigma_t$ и ΔS с плотностью (глубиной) в водной толще в диапазоне значений σ_t 15,9−16,2 представлена на рис. 2. Значение $\Delta\sigma_t$ в 2021 г. находилось в пределах 0,05–0,19 кг/м^3, а ΔS − в пределах 0,32–0,47.

На рис. 2 особенно выделяется слой с максимальными отклонениями $\Delta\sigma_t$ и ΔS в 2021 г. при σ_t = 16,04 кг/м^3 (на глубине 151,3 м) и в 2022 г. при σ_t = = 16,05 кг/м^3 (на глубине 152,6 м), то есть при почти одинаковых условиях. Этому слою соответствует пик мутности, который представлен на рис. 1. Этот слой в Черном море представляет собой верхнюю границу сероводородной

[3] *Скопинцев Б. А.* Формирование современного химического состава вод Черного моря. Л. : Гидрометеоиздат, 1975. 336 с.

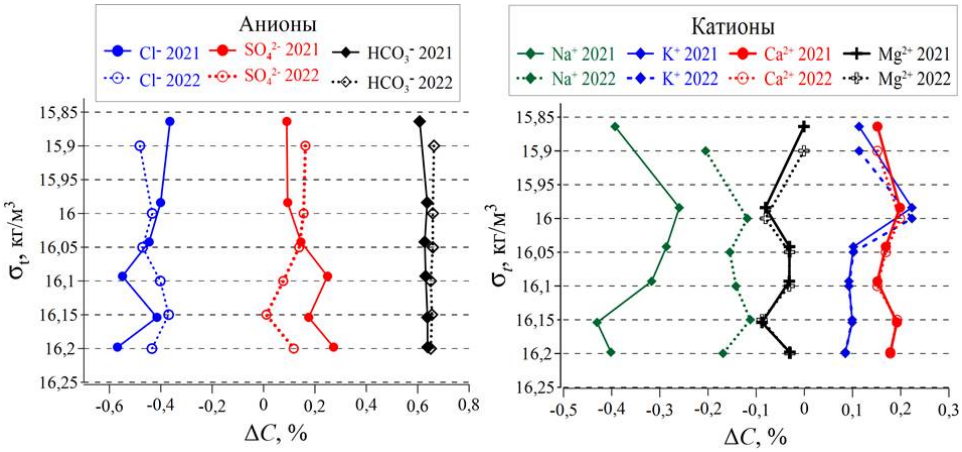
зоны и нижнюю – субкислородной [12, 14]. Рисунок 2 является подробной версией рис. 1 и позволяет увидеть, что пикноклин имеет ярко выраженные градиенты плотности и солености, а его ядро располагается при $\sigma_t \sim 16{,}05$ кг/м^3, но при этом его глубина может варьироваться, так как основному черноморскому пикноклину свойственны короткопериодные колебания [9].



Р и с. 2. Взаимосвязь $\Delta\sigma_t$ и ΔS с плотностью по результатам лабораторных исследований и расчетов по данным *CTD*-зонда в 2021 и 2022 гг.
F i g. 2. Relationship between $\Delta\sigma_t$ and ΔS, and density based on the results of laboratory studies and calculations using the *CTD* probe data in 2021 and 2022

Третья причина ошибок при расчете солености по *EOS*-80 и в меньшей степени *TEOS*-10 обусловлена гидрохимическими аномалиями вод Черного моря относительно СМВ. На рис. 3 представлены эти аномалии в виде отклонений относительного содержания главных ионов (ΔC) в исследуемых образцах черноморской воды от их содержания в СМВ и взаимосвязь ΔC с плотностью. Содержание ионов в составе СМВ на графике соответствует нулю. Отрицательные значения по оси *x* означают, что содержание ионов меньше, чем в СМВ, а положительные – больше. На рисунке видно, что распределение ΔC по глубине происходит неравномерно. Относительное содержание Cl^- и SO_4^{2-} испытывает заметные колебания у нижней границы субкислородного слоя, где начинается сероводородная зона и интенсифицируются сульфатредукция и другие биогеохимические процессы, вызывающие метаморфизацию вод. На рис. 3 видно, что наибольшее значение ΔC соответствует содержанию хлоридов и гидрокарбонатов, ионов натрия и кальция и показывает степень отличия черноморских вод от океанических. В целом содержание хлоридов в исследованных образцах было меньше в среднем на 0,4 %, чем в СМВ, а сульфатов –

близко к содержанию в СМВ (отклонения составили в среднем 0,14 % – в пределах погрешности определения). Относительное содержание HCO_3^- в исследуемых образцах было стабильно выше, чем в СМВ, на ~ 0,6 %, а содержание Na^+ – меньше, чем в СМВ, на ~ 0,4 % в 2021 г. и на ~ 0,2 % в 2022 г.



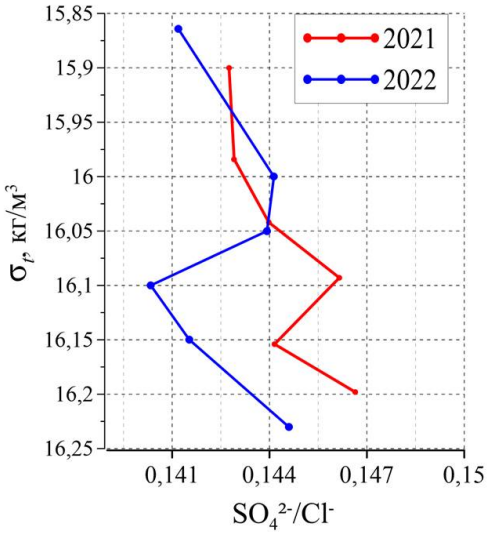
Р и с. 3. Отклонение (ΔC) относительного содержания главных ионов в черноморской воде от их содержания в СМВ и их распределение по плотности (глубине) в субкислородном слое Черного моря

F i g. 3. Deviation (ΔC) of the relative content of major ions in the Black Sea water from their content in SSW, and their distribution by density (depth) in the suboxic layer of the Black Sea

Относительное содержание ионов Mg^{2+} в воде Черного моря было очень близко их содержанию в СМВ, а K^+ и Ca^{2+} было больше на ~ 0,2 %, чем в СМВ. На профилях относительного содержания ионов, а особенно катионов, наблюдается хорошая корреляция между 2021 и 2022 гг.

Сульфат-хлорное соотношение, являясь важной характеристикой водоема, отражает постоянство или изменчивость его ионного состава. На рис. 4 представлено распределение SO_4^{2-}/Cl^- в субкислородном слое Черного моря на примере исследованных образцов.

На рис. 4 видно, что распределение SO_4^{2-}/Cl^- не однородно в исследуемом диапазоне σ_t. Сульфат-хлорное соотношение, монотонно убывающее до глубины 1200 м [15], в субкислородном слое скачкообразно меняет значения на 1–2 %. Корреляция этих изменений как в 2021 г., так и в 2022 г. свидетельствует о закономерности этого явления. В работе [15] также отмечается нарушение линейности распределения концентрации SO_4^{2-} по отношению к хлорности в верхней части анаэробной зоны – в области появления сероводорода и до глубины – ~ 200 м. Область дефицита сульфатов относительно хлорности совпадает со слоем увеличения массы бактериопланктона, в котором ускоряются процессы фиксации CO_2 и сульфатредукции. Убыль сульфатов в данном слое, где часто присутствует локальный максимум взвешенного органического вещества, является следствием их восстановления в процессе сульфатредукции.



Р и с. 4. Распределение SO_4^{2-}/Cl^- по плотности (глубине) в 2021 и 2022 гг.
F i g. 4. Distribution of SO_4^{2-}/Cl^- by density (depth) in 2021 and 2022

Вариации ионного состава морской воды являются факторами, вызывающими ошибки в расчетах плотности и солености по электропроводности в море и в их лабораторных определениях. Гидрохимические аномалии ОИС влияют главным образом на электропроводность и точность ее определения, а соответственно, и на все последующие связанные с ней расчеты. Ранние исследования показывают, что электропроводность растворов, в том числе и морской воды, зависит от природы ионов (неодинаковая удельная электропроводность различных ионов), их концентрации и вариаций, а также вязкости и температуры воды [4,5][28–31]. Повышенные концентрации некоторых ионов, в особенности сульфатов, кальция и магния, поступающих в море в процессе распада органических остатков, в результате ионно-обменных реакций, происходящих на геохимических барьерах при поступлении терригенной взвеси с материковым стоком, а также других процессов [7, 20], способствуют занижению значений солености и плотности, рассчитанных по электропроводности [3, 22, 27]. Гидрохимические аномалии ионного состава черноморской воды являются причиной отклонений значений плотности и солености, полученных по данным *CTD*-зонда от значений, рассчитанных по электропроводности. Эти отклонения особенно заметны в поверхностном [21, 31] и субкислородном слоях Черного моря.

[4] *Мушкамбаров Н. Н.* Физическая и коллоидная химия : учебник для ВУЗов (с задачами и решениями). 3-е изд., дополненное. М. : ООО «Медицинское информационное агентство», 2008. 295 с.

[5] *Сваровская Н. А., Колесников И. М., Винокуров В. А.* Электрохимия растворов электролитов. Часть I. Электропроводность : учебное пособие. М. : Издательский центр РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, 2017. 66 с.

Выводы

На основании натурных измерений *CTD*-зондом и мутномером, проведенных в Черном море, лабораторных определений плотности, солености и ОИС и сопоставления полученных результатов было установлено, что *CTD*-зондирование занижает значения плотности и солености в субкислородном слое. Занижения плотности составили в 2021 г. 0.11–0.19 кг/м^3, в 2022 г. − 0.05–0.15 кг/м^3, а занижение значения солености – до 2 %. Градиент плотности, полученной по данным плотномера, был приблизительно в два раза больше, чем рассчитанной по данным *CTD*-зонда по уравнению *EOS-80*.

Первая причина ошибок при определении плотности по *EOS*-80 с использованием *SP* обусловлена расчетом практической солености, при котором учитывается не содержание карбонатов, а только продукты их разложения – оксиды металлов. Это приводит к тому, что *SP* примерно на 0,47 % меньше абсолютной солености.

В результате исследования и сравнения ОИС вод субкислородного слоя Черного моря и СМВ были определены гидрохимические аномалии черноморской воды. Их оценка показала, что содержание в образцах Черного моря SO_4^{2-} и HCO_3^- в среднем больше на 0,2 и 0,6 % соответственно, K^+ и Ca^{2+} больше на 0,2 %, содержание Cl^- и Na^+ в среднем меньше на 0,4 и 0,3 % соответственно, чем в СМВ, а содержание Mg^{2+} близко к его содержанию в СМВ.

Обнаружено, что нелинейное распределение главных ионов (ионные вариации) в химическом составе вод субкислородного слоя сильнее всего выражено в скачкообразном изменении SO_4^{2-}/Cl^- на 1−2 %. Ионные вариации, а особенно изменение SO_4^{2-}/Cl^-, являются второй причиной ошибок при определении солености и плотности по электропроводности, то есть по данным *CTD*-зонда.

При сопоставлении полученных двумя способами результатов определения значений плотности исследуемых образцов с профилем мутности было обнаружено, что слой повышенной концентрации взвеси (пик мутности) находился в диапазоне максимальных значений $\Delta\sigma_t$ (в слое ~ 160 м при σ_t, равной 16,04-16,05 кг/м^3). Из этого следует, что повышенная концентрация взвеси занижает значения электропроводности, а следовательно, и значений солености и плотности, вычисленных при расчетах с ее использованием, и является третьей причиной ошибок при определении плотности и солености по данным *CTD*-зонда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Culkin F., Smed J.* The history of Standard Seawater // Oceanologica Acta. 1979. Vol. 2, no. 3. P. 355−364.
2. *Pawlowicz R.* Key Physical Variables in the Ocean: Temperature, Salinity, and Density // Nature Education Knowledge, 2013. Vol. 4, iss. 4. 13.
3. An Expanded Batch-to-Batch Correction for IAPSO Standard Seawater / H. Uchida [et al.] // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2020. Vol. 37, iss. 8. P. 1507–1520. https://doi.org/10.1175/JTECH-D-19-0184.1
4. *Pawlowicz R., Wright D. G. and Millero F. J.* The effects of biogeochemical processes on oceanic conductivity/salinity/density relationships and the characterization of real seawater // Ocean Science. 2011. Vol. 7, iss. 3. P. 363–387. https://doi.org/10.5194/os-7-363-2011

5. *Brewer P. G., Bradshaw A.* The effect of the non-ideal composition of sea water on salinity and density // Journal of Marine Research. 1975. Vol. 33, no. 2. P. 157–175.

6. *Millero F. J.* Chemical Oceanography. 4th Edition. Boca Raton : CRC Press, 2013. 591 p. https://doi.org/10.1201/b14753

7. *Савенко А. В., Савенко В. С., Покровский О. С.* Сорбционно-десорбционная трансформация стока растворенных микроэлементов на геохимическом барьере река-море (по данным лабораторного экспериментального моделирования) // Водные ресурсы. 2021. Т. 48, № 2. С. 207–212. EDN FYQRVF. https://doi.org/10.31857/S0321059621020152

8. *Иванов В. А., Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. Севастополь, 2011. 212 с. EDN XPERZR.

9. *Hiscock W. T., Millero F. J.* Alkalinity of the anoxic waters in the Western Black Sea // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2006. Vol. 53, iss. 17–19. P. 1787–1801. https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.05.020 ()

10. *Виноградов М. Е., Налбандов Ю. Р.* Влияние изменений плотности воды на распределение физических, химических и биологических характеристик экосистемы пелагиали Черного моря // Океанология. 1990. Т. 30, № 5. С. 769–777.

11. О природе короткопериодных колебаний основного черноморского пикноклина, субмезомасштабных вихрях и реакции морской среды на катастрофический ливень 2012 г. / А. Г. Зацепин [и др.] // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49, № 6. С. 717–732. EDN RFWNHF. https://doi.org/10.7868/S0002351513060151

12. *Коновалов С. К., Видничук А. В., Орехова Н. А.* Пространственно-временные характеристики гидрохимической структуры вод глубоководной части Черного моря // Система Черного моря. М. : Научный мир, 2018. С. 106–119. https://doi.org/10.29006/978-5-91522-473-4.2018

13. Unexpected changes in the oxic/anoxic interface in the Black Sea / J. W. Murray [et al.] // Nature. 1989. Vol. 338. P. 411–413. https://doi.org/10.1038/338411a0

14. Concurrent activity of anammox and denitrifying bacteria in the Black Sea / J. B. Kirkpatrick [et al.] // Frontiers in Microbiology. 2012. Vol. 3. 256. https://doi.org/10.3389/fmicb.2012.00256

15. Вентиляция анаэробной зоны Черного моря по данным изотопного состава серы сульфата / А. В. Дубинин [и др.] // Доклады Академии наук. 2017. Т. 475, № 4. С. 428–434. EDN ZBEWPR. https://doi.org/10.7868/S0869565217220157

16. Верхняя граница сероводорода и природа нефелоидного редокс-слоя в водах кавказского склона Черного моря / И. И. Волков [и др.] // Геохимия. 1997. № 6. С. 618–629.

17. Surface and mid-water sources of organic carbon by photoautotrophic and chemoautotrophic production in the Black Sea / A. Yilmaz [et al.] // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2006. Vol. 53, iss. 17–19. P. 1988–2004. https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.03.015

18. *Kremling K.* Relation between chlorinity and conductometric salinity in Black Sea water // The Black Sea – geology, chemistry, and biology / E. T. Degens, D. A. Ross. Tulsa, USA : American Association of Petroleum Geologists, 1974. P. 151–154.

19. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV : Черное море. Выпуск 2 : гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности / под ред. А. И. Симонова, А. И. Рябинина, Д. Е. Гершановича ; отв. ред. Ф. С. Терзиев. СПб. : Гидрометеоиздат, 1992. 219 с.

20. *Pawlowicz R.* A model for predicting changes in the electrical conductivity, practical salinity, and absolute salinity of seawater due to variations in relative chemical composition // Ocean Science. 2010. Vol. 6, iss. 1. P. 361–378. https://doi.org/10.5194/os-6-361-2010

21. *Андрулионис Н. Ю., Завьялов П. О.* Лабораторные исследования основного компонентного состава гипергалинных озер // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 1. С. 16–36. EDN PXDBFT. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2019-1-16-36

22. *Millero F. J.* History of the Equation of State of Seawater // Oceanography. 2010. Vol. 23, iss. 3. P. 18–33. https://doi.org/10.5670/oceanog.2010.21

23. *Millero, F. J., Huang F.* The density of seawater as a function of salinity (5 to 70 g kg^{-1}) and temperature (273.15 to 363.15 K) // Ocean Science. 2009. Vol. 5, iss. 2. P. 91–100. https://doi.org/10.5194/os-5-91-2009

24. *Kayukawa Y., Uchida H.* Absolute density measurements for standard sea-water by hydrostatic weighing of silicon sinker // Measurement: Sensors. 2021. Vol. 18. 100200. https://doi.org/10.1016/j.measen.2021.100200

25. *Хоружий Д. С., Овсяный Е. И., Коновалов С. К.* Сопоставление результатов определения карбонатной системы и общей щелочности морской воды по данным различных аналитических методов // Морской гидрофизический журнал. 2011. № 3. С. 33–47. EDN TOESBD.

26. *Kremling K.* Determination of the major constituents // Methods of Seawater Analysis / Eds. K. Grasshoff, K. Kremling, M. Ehrhardt. Weinheim : WILEY-VCH, 1999. Chapter 11. P. 229–251. https://doi.org/10.1002/9783527613984.ch11

27. The composition of standard seawater and the definition of the reference-composition salinity scale / F. J. Millero [et al.] // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2008. Vol. 55, iss. 1. P. 50−72. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2007.10.001

28. An algorithm for estimating absolute salinity in the global ocean / T. J. McDougall [et al.] // Ocean Science. 2012. Vol. 8, iss. 6. P. 1123–1134. https://doi.org/10.5194/os-8-1123-2012

29. *Sauerheber R., Heinz B.* Temperature Effects on Conductivity of Seawater and Physiologic Saline, Mechanism and Significance // Chemical Sciences Journal. 2015. Vol. 6, iss. 4. 1000109. doi:10.4172/2150-3494.1000109

30. *Стунжас П. А., Якушев Е. В.* О тонкой гидрохимической структуре редокс-зоны в Черном море по результатам измерений открытым датчиком кислорода и по батометрическим данным // Океанология. 2006. Т. 46, № 5. С. 672–684. EDN HVSXTL.

31. *Андрулионис Н. Ю., Завьялов И. Б., Рождественский С. А.* Основной ионный состав вод Керченского пролива и прилегающих акваторий // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 1. С. 87–107. EDN HEHNBE.

Об авторах:

Андрулионис Наталья Юрьевна, научный сотрудник, Лаборатория взаимодействия океана с водами суши и антропогенных процессов, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (Российская Федерация, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36), кандидат географических наук, **ORCID ID:** 0000-0001-9141-1945, **Web of Science Researcher ID:** AGP-4038-2022, **Scopus Author ID:** 57209575290, natalya@ocean.ru

Подымов Олег Игоревич, старший научный сотрудник, Лаборатория гидрофизики и моделирования, ЮО Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (Российская Федерация, 353467, г. Геленджик Краснодарского края, ул. Просторная, 1г), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID**: 0000-0002-6591-9160 , **Web of Science Researcher ID: C-7182-2014**, **Scopus Author ID:** 10639563400**,** huravela@yahoo.com

Научная статья

УДК 551.583.1: 551.46.06 (266)
EDN: PAVWNH

Тенденции межгодовой изменчивости поля солености верхнего 1000-метрового слоя северо-восточной части Тихого океана в условиях современного глобального потепления

И. Д. Ростов ✉, Е. В. Дмитриева

Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия
✉ *rostov@poi.dvo.ru*

Поступила в редакцию 21.08.2023; одобрена после рецензирования 06.03.2024; принята к публикации 15.03.2024.

Аннотация
Цель. Определить тенденции и региональные особенности межгодовых изменений солености и солесодержания в верхнем 1000-метровом слое внетропической зоны северо-восточной части Тихого океана и дать анализ их возможных причинно-следственных связей с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере за два последних десятилетия современного периода глобального потепления.
Методы и результаты. Использовались данные климатических массивов *NOAA*, включающие систему усвоения океанографических наблюдений *GODAS* в узлах регулярной сетки, данные по количеству атмосферных осадков и ряды климатических индексов. Были взяты среднемесячные данные реанализа *ERA*5 по осадкам и испарению с подстилающей поверхности. Применялись методы кластерного, корреляционного, регрессионного анализа и аппарата эмпирических ортогональных функций. В результате исследований определены региональные пространственно-временные особенности изменений солености и солесодержания в толще вод верхних 1000 м исследуемого региона в условиях современной фазы потепления, сопровождающегося интенсификацией глобального гидрологического цикла. Дана оценка количественных характеристик отмеченных тенденций и их статистической значимости.
Выводы. Пространственное распределение трендов значений разности испарение-осадки (*E-P*) демонстрирует преобладающий характер испарения на большей части акватории, что отличается от глобальных тенденций гидрологического цикла в средних и высоких широтах Северного полушария, особенно за предшествующий период. В целом по региону наблюдался статистически значимый положительный тренд солесодержания в верхней 1000-метровой толще вод северного района, а в других районах и в среднем по акватории в этом слое наблюдались небольшие статистически не значимые отрицательные тренды. Корреляционные связи изменений среднегодовых значений солености и солесодержания с различными крупномасштабными, региональными процессами и климатическими переменными наиболее выражены через следующие параметры: климатические индексы *NPGO, IPO, PDO, AD*, первую моду ЭОФ колебаний значений *PC*1 разности испарение-осадки (*E-P*) и вторую моду ЭОФ аномалии геопотенциала изобарической поверхности AT_{500}.

Ключевые слова: северо-восточная часть Тихого океана, внетропическая зона, климатические изменения, гидрологический цикл, соленость, солесодержание, тренды, региональные особенности, климатические индексы, корреляционные связи

Благодарности: работа выполнена по теме государственного задания ТОИ ДВО РАН № 121021700346-7 «Исследование основных процессов, определяющих состояние и изменчивость океанологических характеристик окраинных морей Азии и прилегающих районов Тихого и Индийского океанов». Авторы благодарят разработчиков за возможность использовать климатические данные, размещенные на сайтах *NOAA*.

Для цитирования: *Ростов И. Д., Дмитриева Е. В.* Тенденции межгодовой изменчивости поля солености верхнего 1000-метрового слоя северо-восточной части Тихого океана в условиях современного глобального потепления // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 3. С. 386–401. EDN PAVWNH.

Original article

Trends in the Interannual Variability of Salinity Field in the Upper 1000-Meter Layer of the Northeastern Pacific Ocean under Conditions of Modern Global Warming

I. D. Rostov ✉, E. V. Dmitrieva

V. I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia
✉ *rostov@poi.dvo.ru*

Abstract
Purpose. The study is purposed at determining the trends and the regional features of interannual changes in salinity and salt content in the upper 1000-m layer of the extratropical zone in the northeastern Pacific Ocean, and at analyzing their possible cause-and-effect relations with the large-scale and regional processes in the ocean and atmosphere over the last two decades of the current period of global warming.
Methods and Results. The *NOAA* climate data sets including the *GODAS* oceanographic data assimilation system in the nodes of a regular grid, as well as the data on the amount of atmospheric precipitation and the series of climate indices were used in the study. The monthly average *ERA*5 reanalysis data on precipitation and evaporation from the underlying surface were also applied. The methods of cluster, correlation and regression analysis, as well as the apparatus of empirical orthogonal functions were involved. The conducted research resulted in identifying the regional spatial and temporal features of the changes in salinity and salt content in the upper 1000-m water column of the study area under conditions of the current warming phase accompanied by the intensification of global and local hydrological cycles. The quantitative characteristics of the noted trends and their statistical significance were assessed.
Conclusions. The spatial distribution of evaporation-precipitation (*E-P*) difference trends demonstrates a predominant evaporation pattern over most of the water area that differs from the global trends in a hydrological cycle in the middle and high latitudes of the Northern Hemisphere, especially over the previous period. In general, a statistically significant positive trend in salt content was observed in the upper 1000 m of water column in the northern area, whereas in the other regions and on the average over the whole water area, small statistically insignificant negative trends were noted in the above mentioned layer. The correlation relations between the changes in average annual salinity and salt content values, on the one hand, and different large-scale regional processes and climate variables, on the other hand, are most manifested through the following parameters: climate indices *NPGO*, *IPO*, *PDO* and *AD*, the first mode of *EOF* of fluctuations in the *PC*1 values of evaporation-precipitation (*E-P*) difference, and the second mode of *EOF* of anomaly of the isobaric surface AT_{500} geopotential.

Keywords: northeastern part of the Pacific Ocean, extratropical zone, climate changes, hydrological cycle, salinity, salt content, trends, regional features, climate indices, correlations

Acknowledgments: The study was carried out within the framework of the theme of state assignment of POI FEB of RAS No. 121021700346-7 “Study of the main processes which determine state and variability of oceanological characteristics of the marginal seas of Asia and the adjacent regions of the Pacific and Indian oceans”. The authors are grateful to the developers for the opportunity to use the climatic data posted on the *NOAA* websites.

For citation: Rostov, I.D. and Dmitrieva, E.V., 2024. Trends in the Interannual Variability of Salinity Field in the Upper 1000-Meter Layer of the Northeastern Pacific Ocean under Conditions of Modern Global Warming. *Physical Oceanography*, 31(3), pp. 350-363.

Введение

Современные климатические изменения, происходящие в различных геосферах, сопровождаются интенсификацией глобального круговорота воды (гидрологический цикл) и значительными изменениями солености поверхности океана (СПО) и солесодержания толщи его вод в масштабах от регионального до глобального [1–5]. Поле солености (*S*) отражает крупномасштабный долговременный баланс между различными компонентами поверхностного потока пресной воды, процессами горизонтальной адвекции и перемешивания в океане [5–7]. Над открытым океаном вдали от прибрежных районов и высоких широт, где воздействие речного стока и таяния льда ограничено, испарение за вычетом осадков является основным фактором, воздействующим на поток пресной воды, который вместе с динамическими процессами в океане приводит к изменчивости его солености [8]. Соответствующий отклик на изменения гидрологического цикла отличается значительной пространственно-временной неоднородностью и прослеживается в виде областей аномалий и трендов солености и солесодержания различных значений и знака как на поверхности, так и в толще вод океанов и морей [9, 10]. Причем вследствие своего небольшого объема по отношению к площади поверхности акватории окраинных морей реагируют на изменяющиеся характеристики пресного баланса сильнее, чем в открытом океане [7, 11]. В отличие от термических характеристик формирование особенностей поля солености в различных регионах Мирового океана имеет более сложный, комплексный и неоднозначный характер [7, 9, 11–15].

В ходе исследований современных изменений термических условий северной части Тихого океана, вызванных сдвигом климатического режима и глобальным потеплением, выявлены крупномасштабные пространственно-временные неоднородности межгодовой изменчивости термических характеристик воды и воздуха и даны оценки их количественных значений и статистической значимости на рубеже XX–XXI вв. [16]. Примерно с 2013 г., после завершения периода «паузы в ходе глобального потепления» [17], распространенным явлением в северо-восточной части Тихого океана стали морские волны тепла – локальные области с экстремально высокими температурами на поверхности океана (ТПО), связанные с атмосферными воздействиями в результате нарушения энергетического баланса Земли [17, 18]. В 2014–2016 и 2019–2020 гг. эти области с аномалиями ТПО до 2,5–3°C распространились

вдоль западного побережья Северной Америки и на бóльшую часть северо-востока Тихого океана, формируя трехмерные термические структуры, охватывающие верхний слой океана толщиной несколько сотен метров и сохраняющиеся длительное время [19]. В целом в истекший 20-летний период начала XXI в. регион северо-восточной части внетропической зоны Тихого океана отличался более высокими темпами потепления (ТПО) по сравнению с аналогичным предшествующим периодом, в то время как в сопредельном регионе северо-западной части этой области наблюдалась противоположная тенденция [16]. Недавно проведенные исследования [20] позволили выявить и охарактеризовать региональные пространственно-временные особенности ускоренных изменений солености и солесодержания в толще вод верхних 1000 м северо-западной части Тихого океана в первые десятилетия XXI в., сопровождающихся интенсификацией глобального и местных гидрологических циклов. Было показано, что по всему указанному региону наблюдались статистически значимые отрицательные тренды разности значений испарение-осадки, соответствующие усилению тенденций режима увлажнения на поверхности океана. Также в этот период отмечались значительные изменения различных показателей циркуляции атмосферы и океана, которые сопровождались усилением водообмена внетропической зоны океана с сопредельными регионами, что привело к формированию обширных объемов толщи вод, подверженных как опреснению, так и осолонению и последующей трансформации. В целом по акватории внетропической зоны северо-западной части Тихого океана прослеживалась тенденция постепенного уменьшения средних значений солености у поверхности и опреснения вод верхнего 1000-метрового слоя [5, 10].

Представляет интерес рассмотреть региональные особенности межгодовой изменчивости пространственной структуры поля солености и солесодержания толщи вод верхнего 1000-метрового слоя северо-восточной части Тихого океана, сопоставить полученные результаты с соответствующими характеристиками для сопредельных регионов, что позволит уточнить более общие аналогичные оценки, ранее выполненные по Мировому океану в целом [5, 9, 10].

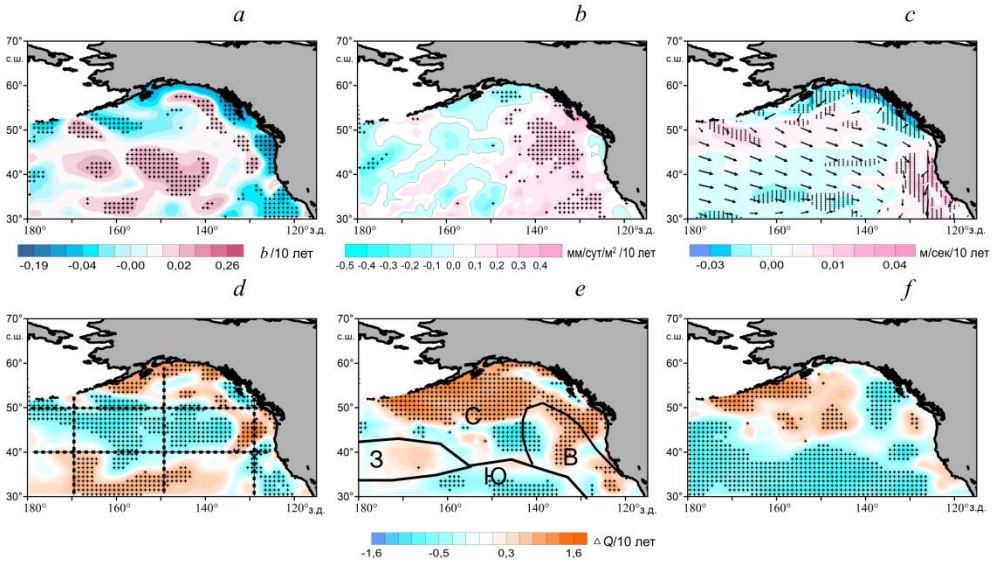
Цель настоящей работы – определение пространственно-временных особенностей межгодовых изменений солености верхнего 1000-метрового слоя внетропической зоны северо-восточной части Тихого океана и анализ их возможных причинно-следственных связей с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере в начале XXI столетия.

Данные и методы

Как и в предыдущей работе авторов [20], использовались данные по солености и скорости течений системы усвоения океанографических наблюдений *GODAS* в узлах сетки 0,3° × 1° сайта https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.godas.html за период 2000–2022 гг. Также были использованы среднемесячные данные по количеству осадков (*P*) реанализа *ERA*5 на сетке 0,25° × 0,25° с сайта http://apdrc.soest.hawaii.edu/erddap/griddap/hawaii_soest_d124_2bb9_c935.html и испарению (*E*) с подстилающей поверхности *WHOI OAFlux version*3 на сетке 1° × 1° с сайта http://apdrc.soest.hawaii.edu/erddap/griddap/hawaii_soest_6b5a_df06_3eeb.html?page=1. По этим данным рассчитывалась разность *E-P* в узлах одноградусной сетки.

Также были взяты данные реанализа полей давления и ряды климатических (циркуляционных) индексов (КИ) [16]: *NP*, *NPGO*, *PDO*, *SOI*, *PTW*, *IPO*, *WP*, *NINO.WEST* и *WPWP* за те же годы. Перечисленные данные были получены с сайтов *NOAA* https://psl.noaa.gov/data/gridded/index.html и https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/. Дополнительно по приземному атмосферному давлению рассчитывался индекс азиатской депрессии (*AD*).

Проводились расчет статистик и разложение полей аномалий различных характеристик на главные компоненты (*PC*) ЭОФ по единой методике [16, 20]. Также по данным *GODAS* по солености на 31 горизонте (верхний горизонт 5 м) были рассчитаны значения солесодержания (*Qs*) и их аномалий (Δ*Qs*) в различных слоях от поверхности до глубины 1000 м согласно уравнению, приведенному в работе [21, с. 3520].



Р и с. 1. Тренды среднегодовой солености на горизонте 5 м (*a*), тренды среднегодовых значений разности испарение-осадки (*b*), течения (стрелки) и тренды скорости течений (выделены цветом) на горизонте 5 м по данным *GODAS* (*c*), тренды нормализованных значений солесодержания в слоях 5–200 м (*d*), 200–460 м (*e*) и 460–950 м (*f*) в 2000–2022 гг. На фрагменте *d* показано расположение разрезов, на фрагменте *e* – выделенных районов (З, С, В, Ю). Здесь и на других рисунках крестиками обозначены области, в которых оценки статистически значимы на уровне 95%

F i g. 1. Trends in average annual salinity at the 5 m level (*a*), trends in annual average values of evaporation-precipitation differences (*b*), currents (arrows) and current velocity trends (highlighted in color) at the 5 m level based on the *GODAS* data (*c*), trends in the normalized salt content values in the 5–200 m (*d*), 200–460 m (*e*), and 460–950 m (*f*) layers in 2000–2022. Fig. 1, *d* shows the location of sections, and Fig. 1, *e* – the location of selected regions (W, N, E and S). Here and in other figures, crosses indicate the areas where the estimates are statistically (95%) significant

По осредненным за весь период данным межгодовых изменений солености на различных горизонтах верхнего 500-метрового слоя в каждом узле сетки методом кластерного анализа по трем главным компонентам ЭОФ *S*(*z*) выде-

лены четыре обособленных района, расположенных в различных частях акватории моря: северный (С), западный (З), восточный (В) и южный (Ю) (рис. 1, *е*). При использовании этого метода кластерного анализа для районирования исследуемой акватории по межгодовым колебаниям солесодержания ΔQs в слое 5–200 м (как это было сделано ранее для сопредельного региона [20]) результаты оказались малоинформативными вследствие чрезмерной фрагментации области исследований.

В дальнейшем путем простого осреднения сеточных данных в пределах акваторий этих районов рассчитывался многолетний ход солености на каждом из 31 горизонта и солесодержания в отдельных слоях: верхнем (5–200 м), промежуточном (200–460 м) и глубинном (460–950 м).

Особенности межгодовой пространственно-временной изменчивости характеристик поля солености

В исследуемой акватории выделяются северный (С) и восточный (В) районы с характерными чертами, присущими субарктической структуре вод, а также западный (З) и южный (Ю) районы с чертами, характерными для области смешения вод субарктической и субтропической структур (рис. 1, *е*) [1] [22]. В пределах всей акватории прослеживаются составляющие потоков Субарктического и Северо-Тихоокеанского течений, Калифорнийской и Аляскинской систем течений [22, 23], в межгодовых изменениях которых присутствуют статистически значимые тренды модуля скорости течений различного знака (рис. 1, *с*).

В исследуемый период в межгодовом ходе среднегодовой солености на приповерхностном горизонте 5 м выражены статистически значимые тренды обоих знаков с максимальными значениями –0,19 … 0,06/10 лет. Области с максимальными отрицательными трендами солености располагаются на периферии исследуемого региона – на участках акваторий океана, прилегающих к североамериканскому материку и Алеутским островам. Эти участки прибрежных акваторий подвержены влиянию изменений материкового стока и водообмена с Беринговым морем. В среднем по исследуемому региону наблюдалась тенденция незначительного увеличения солености на этом горизонте в отличие от региона северо-западной части Тихого океана, на акватории которого отмечались значимые отрицательные тренды солености [20]. Все области с положительными и отрицательными трендами солености (рис. 1, *а*) выражены на акватории как в теплый, так и в холодный период года.

На горизонте 200 м нижней границы верхнего слоя были выражены статистически значимые тренды среднегодовой солености обоих знаков с максимальными значениями –0,03 … 0,14/10 лет, на глубине 500 м – до –0,03 … 0,05/10 лет. При этом в нижней части глубинного слоя на горизонтах, расположенных глубже 900 м, в пределах всей акватории северо-восточной части Тихого океана наблюдались только небольшие статистически значимые отрицательные градиенты солености, до –0,02/10 лет.

[1] Тихий океан. Гидрология Тихого океана / Отв. ред. А. Д. Добровольский. М. : Наука, 1968. 524 с.

В целом по исследуемому региону статистически значимые тренды межгодовых колебаний среднегодового количества осадков и испарения – показателей режима увлажнения подстилающей поверхности – не выражены. Осредненный по всей акватории максимальный положительный тренд как количества осадков, так и испарения (~ 0,04 мм/сут/м^2 за 10 лет) был выражен в теплый период года. Эти результаты согласуются с аналогичными оценками количества осадков, полученными по данным сайта https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.cmap.html на сетке 2,5° × 2,5°. Пространственное распределение трендов разности испарение-осадки (*E-P*) демонстрирует преобладающее влияние испарения на большей части акватории, статистически значимое в ее восточной части (рис. 1, *b*), что явно не согласуется с распределением трендов солености у поверхности океана и солесодержания в различных слоях (рис. 1, *a, d – f*) и не соответствует общим глобальным тенденциям гидрологического цикла в средних и высоких широтах Северного полушария [5, 7, 9], особенно за предшествующий период 1950–2000 гг. [2]. Как отмечалось ранее [5, 20], в отличие от многолетних изменений характеристик солености и увлажнения поверхности океана в глобальном масштабе [10] в средних и высоких широтах тенденции пространственных изменений разности *E-P* могут не согласовываться с соответствующими региональными тенденциями изменений солености, поскольку динамика океана и местные факторы также могут играть контролирующую роль в изменениях солености на поверхности и в толще вод океана, обеспечивая региональный баланс поля солености [9].

Схемы пространственных особенностей межгодовых изменений трендов солесодержания (*Qs*) верхнего, промежуточного и глубинного слоев значительно различаются (рис. 1, *d – f*), как это отмечалось и для сопредельного региона северо-западной части внетропической зоны [20]. При этом схемы пространственного распределения трендов солесодержания верхнего и промежуточного слоев в теплый и холодный периоды года не показывают заметных различий.

Отметим, что структуры схем пространственного распределения солесодержания в глубинном слое как северо-восточного, так и северо-западного регионов [20], в которых наблюдается четкая зональная ориентация границы (~ 40–45° с. ш.) крупномасштабных областей с противоположным знаком трендов солесодержания, хорошо согласуются между собой. Отмеченные тенденции уменьшения солености и солесодержания глубинного слоя в условиях интенсификации глобального гидрологического цикла согласуются и с результатами других исследователей [7, 9, 10]. Вместе с тем в пределах каждого из слоев прослеживаются обширные области, в которых в течение последних двух десятилетий происходит либо опреснение, либо осолонение толщи вод с различной скоростью – в среднем по акватории со скоростью –1,4 … 0,8 кг/м^2/10 лет (рис. 1, *d – f*, табл. 1).

---

[2] Climate change 2013 – The physical science basis: Working group I contribution to the fifth assessment report of the Intergovernmental panel on climate change / Eds. T. F. Stocker [et al.]. Cambridge, United Kingdom : Cambridge University Press, 2013. 1535 p.

Таблица 1
Table 1

Оценки линейного тренда солесодержания (*Qs*, кг/м^2/10 лет) в различных слоях толщи вод выделенных районов и всей акватории в период 2000–2022 гг.
Estimates of the linear trend of salt content (*Qs*, kg/m^2/10 years) of various layers of the water column in the identified areas and the entire water area in 2000–2022

Районы / Regions	Границы слоя, м / Layer boundaries, m			
	5-200	200-460	460-950	5-950
С / N	-0,33	**1,85**	0,28	**0,60**
З / W	0,74	0,66	**-2,40**	-0,33
В / E	-0,38	**0,55**	-0,80	-0,21
Ю / S	**3,12**	-1,04	**-2,83**	-0,25
Среднее по акватории / Average over the whole water area	0,79	0,51	**-1,44**	-0,05

Примечание. Здесь и в табл. 2 полужирным шрифтом выделены статистически значимые (95%) оценки.

Note. Here and in table 2, statistically significant (95%) estimates are highlighted in bold.

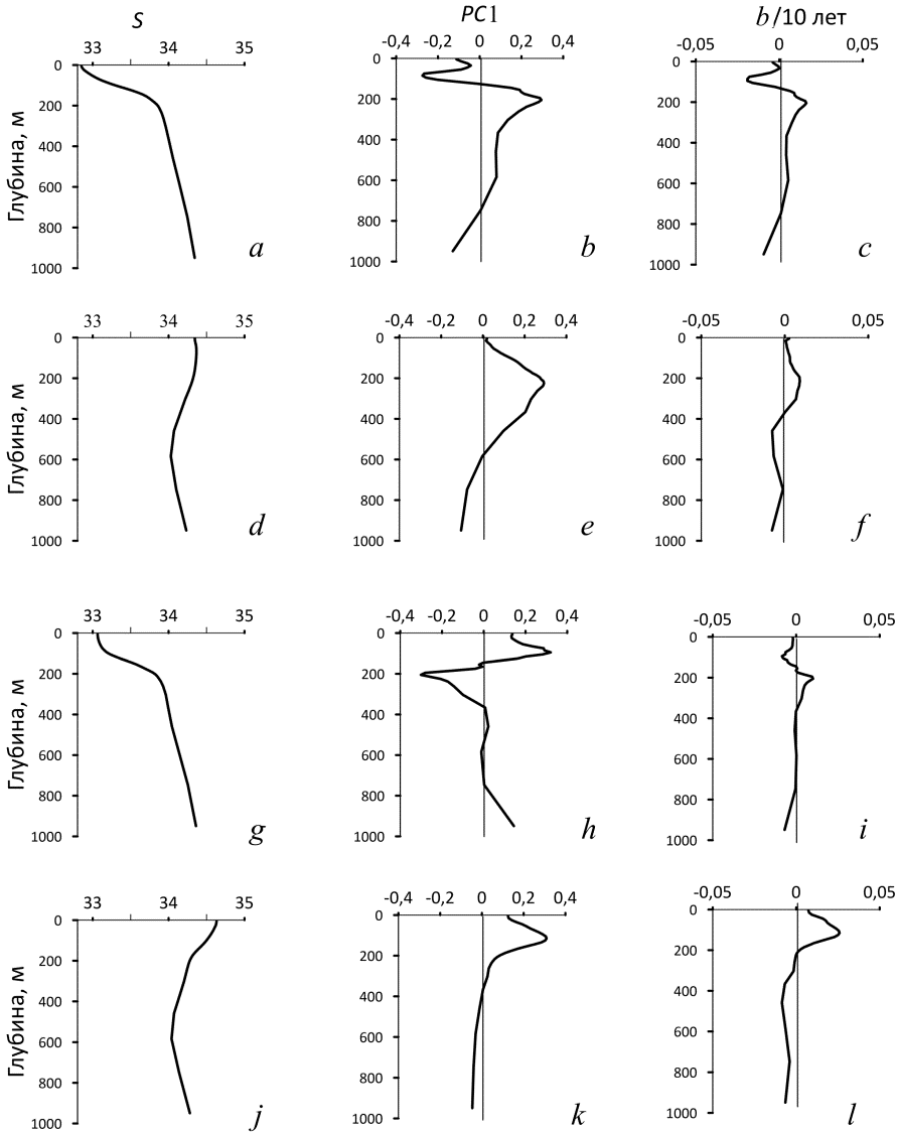
Обобщенно по акваториям отдельных районов: наибольшие значимые положительные тренды солесодержания наблюдаются в верхнем слое южного района (3,12 кг/м^2/10 лет) и в промежуточном слое северного (1,85 кг/м^2/10 лет); наибольшие значимые отрицательные тренды (–2,83 кг/м^2/10 лет) – в глубинном слое южного района. В целом по региону наблюдался статистически значимый положительный тренд солесодержания в верхней 1000-метровой толще вод северного района, а в других районах и в среднем по акватории в этом слое наблюдались небольшие статистически не значимые отрицательные тренды (табл. 1). Указанные оценки тенденций, трендов и региональных особенностей межгодовых изменений структуры поля солености позволяют детализировать полученные ранее оценки изменений, происходящих в глобальном масштабе в условиях интенсификации гидрологического цикла [1, 7, 9, 10].

Как и в сопредельном регионе северо-западной части Тихого океана [20], главные особенности пространственной структуры трендов солесодержания верхнего слоя (рис. 1, *d*) хорошо согласуются со схемой распределения коэффициентов первой моды ЭОФ1 разложения аномалий *Qs* этого слоя, что дает возможность использования главного компонента (*PC*1) этого способа параметризации колебаний *Qs* для установления корреляционных связей с различными климатическими параметрами.

Межгодовая изменчивость вертикальной структуры солености верхнего 1000-метрового слоя

Формирование и изменчивость вертикальной структуры поля солености происходят в результате непрерывного взаимодействия разнообразных процессов на поверхности, вертикального перемешивания и внутриводного обмена. На рис. 2 представлены средние профили вертикального распределения солености $S(z)$, амплитудной структуры флуктуаций аномалий $S(z)$ – главного

компонента *PC*1 ЭОФ и трендов *b*(*z*) солености на различных горизонтах в пределах выделенных районов по данным межгодовой изменчивости *S*(*z*) для периода 2000–2022 гг.



Р и с. 2. Обобщенные кривые вертикального распределения солености (*a*, *d*, *g*, *j*), главного компонента *PC*1 ЭОФ аномалий солености (*b*, *e*, *h*, *k*) и тренда *b* солености на различных горизонтах (*c*, *f*, *i*, *l*) за 2000–2022 гг. Сверху вниз: районы С, З, В, Ю согласно рис. 1, *e*

F i g. 2. Generalized curves of vertical distribution of salinity (*a*, *d*, *g*, *j*), main component *PC*1 of EOF of salinity anomalies (*b*, *e*, *h*, *k*) and salinity trend (*b*) at different levels (*c*, *f*, *i*, *l*) for 2000–2022. From top to bottom: the N, W, E and S areas according to Fig. 1, *e*

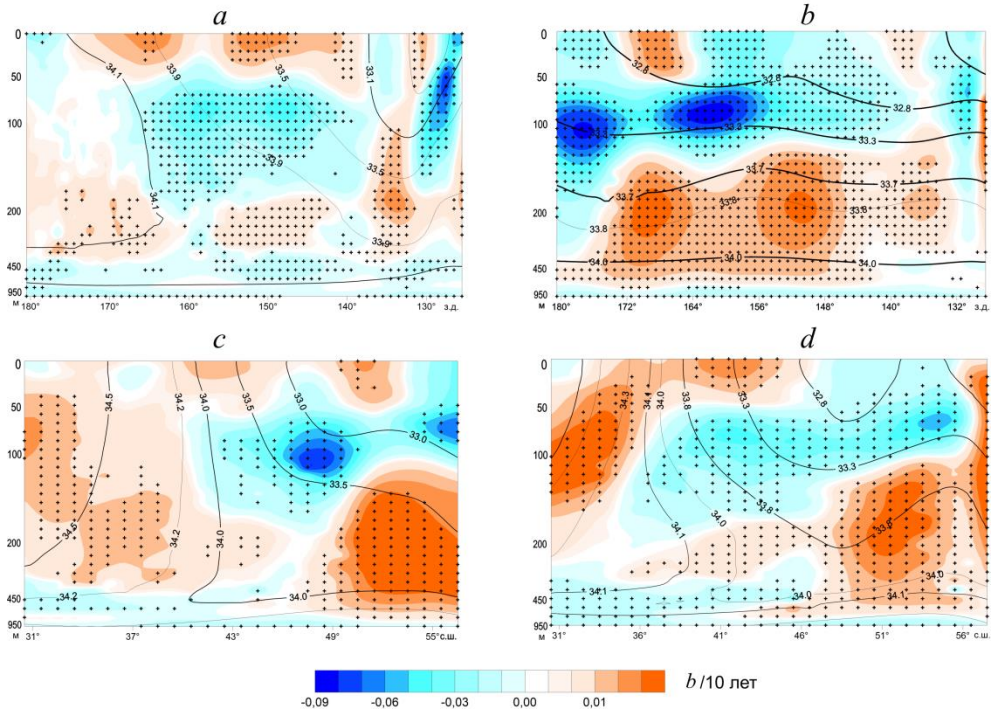
Как отмечалось выше, особенности вертикальной структуры солености районов С и В характерны для субарктической структуры вод с монотонным увеличением S с глубиной (рис. 2, *a, g*), а районов З и Ю – для области смешения вод субарктической и субтропической структур с немонотонным изменением солености (рис. 2, *d, j*) [22]. Кривые $PC1(z)$ (рис. 2, *b, e, h, k*) примерно соответствуют вертикальному распределению значений диапазона ее изменений в межгодовом ходе (до 0,07–0,09 в верхнем 200-метровом слое западного и южного районов) и вертикальному распределению трендов солености $b(z)$ во всех районах (рис. 2, *c, f, i, l*). Коэффициент корреляции (R) колебаний $PC1(z)$ и $b(z)$ статистически значим и составляет ± 0,84–0,98. В целом на главный компонент $PC1$ межгодовой изменчивости профилей солености в исследуемых районах приходится от 43% (район В) до 63–83% (для других районов) общей дисперсии солености на различных горизонтах.

Анализ межгодовых трендов статистически значимых изменений вертикальной структуры солености в среднем по отдельным районам показал, что максимальные отрицательные тренды (–0,02/10 лет) наблюдались в северном районе (рис. 2, *c*), а максимальные положительные (0,03/10 лет) – в южном районе (рис. 2, *l*), в слое верхнего халоклина. Показателями общих тенденций крупномасштабных межгодовых изменений поля солености исследуемого региона являются характеристики солесодержания толщи вод. Согласно данным табл. 1 и рис. 1, *d – f*, в пределах внетропической зоны северо-восточной части Тихого океана в последние десятилетия преобладали тенденции как осолонения, так и опреснения вод верхнего, промежуточного и глубинного слоев отдельных районов. Однако, в отличие от северо-западного сектора этой зоны [20], статистически значимых трендов солесодержания, свидетельствующих о тенденциях осолонения или опреснения толщи вод верхнего 1000-метрового слоя всего северо-восточного сектора, не выявлено. Увеличение трендов теплосодержания этого слоя региона внетропической зоны северо-восточной части Тихого океана (~2%) [24] также было статистически не значимым.

Пространственные особенности вертикальной структуры толщи вод с различными значениями трендов распреснения и осолонения отображены на зональных и меридиональных разрезах, пересекающих акваторию региона (рис. 3). На большей части площади в плоскости всех разрезов выражены статистически значимые тренды солености различных значений и знака, формирующие структуры крупномасштабных аномалий солесодержания в различных слоях толщи вод (рис. 1, *d – f*).

Южный зональный разрез вдоль 40° с. ш. пересекает западный, восточный районы и южную часть северного (рис. 3, *a*; 1, *d*). Наибольшие положительные тренды солености, до 0,02–0,03/10 лет, прослеживаются в верхнем 30-метровом слое в центральной части этого разреза и в слое 120–220 м в его восточной части; наибольшие отрицательные тренды, до –0,07/10 лет, – в верхнем 100-метровом слое у североамериканского побережья, подверженного влиянию материкового стока и апвеллинга [22].

Формирование трендов межгодовых изменений солености на северном зональном разрезе (рис. 3, *b*; 1, *d*), в отличие от южного, происходит в условиях отсутствия заметных горизонтальных широтных градиентов пространственного распределения солености в пределах всего 1000-метрового слоя. В нижней части верхнего 150-метрового слоя западной части разреза преобладают отрицательные тренды солености с максимальными значениями до –0,08/10 лет в этом слое. В верхней части 150-метрового слоя, в западной и восточной частях разреза по 50° с. ш., прослеживаются локальные области с положительными трендами *S*. Положение этих областей согласуется со схемой горизонтального распределения значений разности *E-P* (рис. 1, *b*). В слое 150–600 м на большей части разреза выражены положительные тренды солености с максимальным значением на горизонте 200 м до 0,02–0,04/10 лет, а ниже него знак тренда вновь меняется на противоположный. Полученные результаты позволяют детализировать общие региональные особенности межгодовой изменчивости вертикальной структуры поля солености в северном (рис. 2, *c*) и других районах.



Р и с. 3. Совмещенное вертикальное распределение солености (сплошные линии) и трендов солености (выделены цветом) на зональных разрезах по 40° с. ш. (*a*), по 50° с. ш. (*b*) и на меридиональных разрезах по 170° з. д. (*c*) и по 150° з. д. (*d*) в период 2000–2022 гг. Расположение разрезов показано на рис. 1, *d*

F i g. 3. Combined vertical distribution of salinity (solid lines) and salinity trends (highlighted in color) on the zonal sections along 40° N (*a*) and 50° N (*b*), and on the meridional sections along 170° W (*c*) and 150° W (*d*) in 2000–2022. Section locations are shown in Fig. 1, *d*

Формирование трендов межгодовых изменений солености на меридиональных разрезах по 170°, 150° и 130° з. д. (рисунок не приводится) происходит в условиях значительных пространственных градиентов поля солености (рис. 3, *c*, *d*; 1, *d*). Отметим, что максимальные отрицательные тренды солености со значением до –0,07/10 лет были локализованы на горизонтах 70 и 120 м в северной части западного разреза (170° з. д.) вблизи Алеутской островной гряды. Области с максимальными значениями положительных трендов *S* (0,06/10 лет) прослеживаются в различных участках верхнего и промежуточного слоев на всех рассматриваемых разрезах, где они вытянуты в широтном направлении.

Анализ карт межгодовой изменчивости течений на горизонтах 105 и 205 м, построенных по данным *GODAS*, показал, что аномальные экстремумы положительных и отрицательных трендов солености, расположенные вблизи этих горизонтов, соответствуют областям локализации статистически значимых трендов модуля скорости течений со значением до ±0,03 м/с/10 лет.

Тенденции изменчивости вертикальной и горизонтальной структуры поля солености отражаются в соответствующих изменениях характеристик солесодержания различных слоев толщи вод (рис. 1, *d* – *f*). Отметим, что значения трендов солености в толще вод исследуемого региона примерно в 2–10 раз (в зависимости от знака) меньше, чем в северо-западной части внетропической зоны Тихого океана [20], лежащей в той же климатической зоне.

Корреляционные связи межгодовых изменений характеристик поля солености с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере

Был проведен взаимный корреляционный и регрессионный анализ межгодовых вариаций временных рядов солесодержания и временных коэффициентов первой (*PC*1) и второй (*PC*2) мод ЭОФ разложения аномалий *Qs* в верхнем и промежуточном слоях толщи вод – с изменениями климатических индексов и других показателей, характеризующих как динамику климатической системы атмосферы и океана, так и режим увлажнения в исследуемом регионе. Основные характеристики этих климатических переменных и их временной изменчивости уже рассматривались авторами ранее [20, 24].

В целом по региону корреляционные связи изменений среднегодовых значений солесодержания *Qs* и его главных компонентов *PC*1 и *PC*2 с различными климатическими переменными наиболее выражены со следующими параметрами: индексами *NPGO* (с временным лагом 1 год), *IPO*, *PDO*, *AD*, первой модой ЭОФ колебаний значений разности испарение-осадки (*E*-*P*) и второй модой ЭОФ аномалии геопотенциала изобарической поверхности AT_{500} (табл. 2).

Межгодовые изменения некоторых из этих переменных взаимосвязаны, что приводит к идентичности соответствующих оценок коэффициентов корреляции, приведенных в табл. 2 (слой 5–200 м) для пар переменных *PC*1(*E*-*P*) –

*PC*2(ΔAT_{500}), *PDO – AD*. Как и в других районах [20], с глубиной теснота корреляционных связей изменчивости климатических параметров, солености и солесодержания затухает.

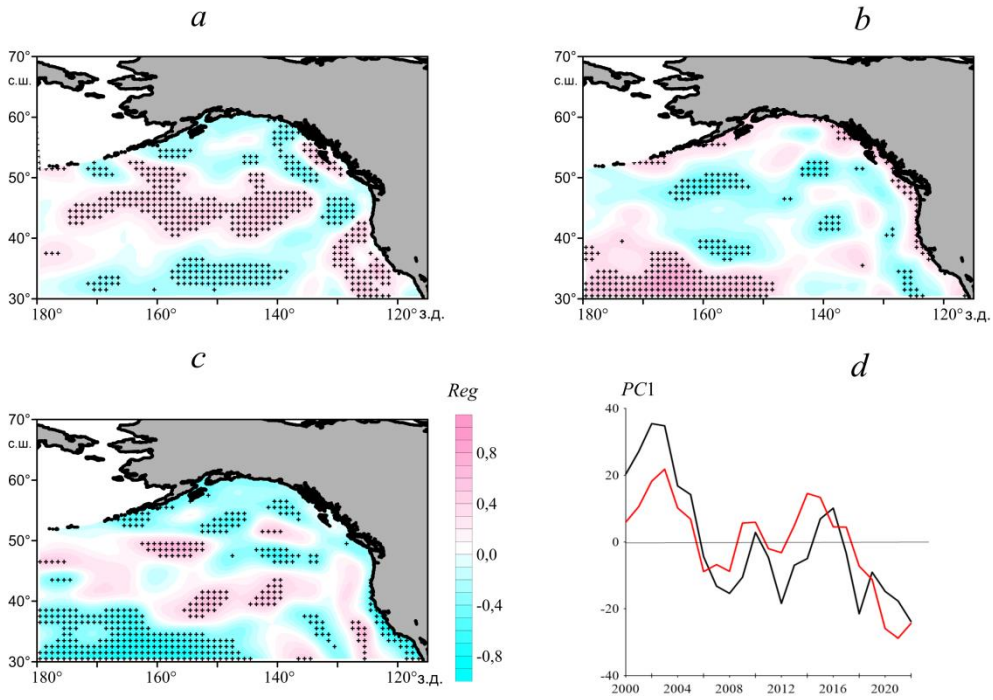
Карты пространственного распределения коэффициентов парной регрессии (рис. 4) дают наглядное представление о характере пространственных особенностей и тесноте корреляционных связей между изменениями солесодержания и важнейшими из климатических параметров в различных районах. Причем соответствующие схемы для каждой из пар переменных, рассмотренных выше, подобны. С учетом различного знака коэффициентов корреляции (табл. 2) эти особенности (рис. 4, *a – c*) хорошо согласуются со схемами распределения трендов солесодержания в верхнем слое (рис. 1, *d*).

Таблица 2
Table 2

Коэффициенты корреляции главных компонентов и среднегодовых значений солесодержания (*Qs*) в слоях 5–200 и 200–460 м с климатическими индексами для различных районов за 2000–2022 годы
Correlation coefficients of principal components and annual average salt content values (*Qs*) in the 5–200 m and 200–460 m layers with climatic indices for different regions for 2000–2022

Компоненты и районы / Components and regions	Параметры / Parameters					
	NPGO	*IPO*	*PC*1(*E-P*)	*PC*2(ΔAT_{500})	*PDO*	*AD*
Слой 5–200 м / 5–200 m layer						
*PC*1	**0,7**	0,2	**-0,4**	**-0,6**	**0,5**	**0,5**
*PC*2	**0,8**	**-0,5**	0,4	0,3	**-0,6**	**-0,6**
С / N	0,2	-0,2	0,3	0,0	-0,3	-0,4
З / W	0,1	-0,4	**0,5**	**0,5**	**-0,5**	**-0,5**
В / E	0,5	-0,2	0,0	-0,2	-0,3	-0,3
Ю / S	**-0,5**	**-0,6**	**0,5**	**0,7**	**-0,6**	**-0,6**
Вся акватория / Whole water area	-0,2	**-0,6**	**0,6**	**0,6**	**-0,8**	**-0,8**
Слой 200–460 м / 200–460 m layer						
*PC*1	**-0,6**	0,1	0,0	0,0	0,2	0,1
*PC*2	-0,3	-0,4	**0,5**	**0,5**	-0,4	**-0,5**
С / N	-0,6	-0,1	0,2	0,2	-0,1	-0,2
З / W	0,2	-0,4	**0,5**	0,2	**-0,5**	-0,4
В / E	**-0,6**	0,0	0,4	0,3	-0,1	-0,2
Ю / S	0,3	-0,2	0,3	0,1	-0,3	-0,3
Вся акватория / Whole water area	0,0	0,4	**0,6**	0,3	**-0,5**	**-0,6**

Объясненная дисперсия (R^2) множественной регрессии изменчивости *PC*1(*Qs*) верхнего слоя 5–200 м и климатических переменных *NPGO*, *PC*1(*E-P*), *PC*2(ΔH_{500}) и *PDO* в период 2000–2022 гг. составила 60%, т. е. совокупность этих переменных удовлетворительно описывает наблюдаемые изменения главного компонента солесодержания (рис. 4, *d*).



Р и с. 4. Коэффициенты линейной регрессии (*Reg*) колебаний среднегодовых значений аномалий солесодержания верхнего слоя 5–200 м с *NPGO* (*a*), *PC*1 разности испарение-осадки (*b*) и *PDO* (*c*) в 2000–2022 гг.; межгодовые изменения *PC*1(*Qs*) верхнего слоя (черная кривая) и аппроксимирующая кривая уравнения множественной регрессии (показана красным цветом) с различными климатическими индексами (*d*)

F i g. 4. Linear regression coefficients (*Reg*) of the fluctuations of average annual salinity anomaly values in the upper 5–200 m layer with *NPGO* (*a*), *PC*1 of evaporation-precipitation difference (*b*) and *PDO* (*c*) in 2000–2022; interannual changes in *PC*1(*Qs*) of the upper layer (black curve), and fitting curve of the multiple regression equation (shown in red) with different climatic indices (*d*)

Заключение

В течение последних двух десятилетий в межгодовом ходе солености на приповерхностном горизонте 5 м выражены статистически значимые тренды обоих знаков с максимальными значениями –0,19 … 0,06/10 лет. В среднем по исследуемому региону наблюдалась тенденция незначительного увеличения средней солености на этом горизонте в отличие от региона северо-западной части Тихого океана, на акватории которого отмечались значимые отрицательные тренды солености. С глубиной значения трендов уменьшаются. В целом эти значения в толще вод исследуемого региона примерно в 2–10 раз (в зависимости от знака) меньше, чем в северо-западной части внетропической зоны Тихого океана, лежащей в той же климатической зоне.

В пределах исследуемой акватории статистически значимые тренды межгодовых колебаний среднегодового количества осадков и испарения не выражены. В то же время пространственное распределение трендов значений разности испарение-осадки (*E*-*P*) демонстрирует преобладающий характер испа-

рения на большей части акватории, что отличается от общих глобальных тенденций гидрологического цикла в средних и высоких широтах Северного полушария, особенно за предшествующий период.

Схемы пространственных распределений межгодовой изменчивости трендов солесодержания верхнего, промежуточного и глубинного слоев значительно различаются между собой. Обобщенно: при сравнении акваторий отдельных районов исследуемой области установлено, что наибольшие значимые положительные тренды солесодержания наблюдаются в верхнем слое южного района (3,12 кг/м^2/10 лет) и в промежуточном слое северного (1,85 кг/м^2/10 лет), а наибольшие отрицательные тренды (–2,83 кг/м^2/10 лет) – в глубинном слое южного района. В целом по региону наблюдался статистически значимый положительный тренд солесодержания в верхней 1000-метровой толще вод северного района, а в других районах и в среднем по акватории в этом слое наблюдались небольшие статистически не значимые отрицательные тренды.

Корреляционные связи изменений среднегодовых значений солесодержания и главных компонентов *PC*1–2 (*Qs*) с различными климатическими переменными наиболее выражены со следующими параметрами: климатическими индексами *NPGO, IPO, PDO, AD*, первой модой ЭОФ колебаний значений *PC*1 разности испарение-осадки (*E-P*) и второй модой ЭОФ аномалии геопотенциала изобарической поверхности AT_{500}.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. The Ocean and the Global Water Cycle / G. Lagerloef [et al.] // Oceanography. 2010. Vol. 23, iss. 4. P. 82–93. https://doi.org/10.5670/oceanog.2010.07
2. Maintenance and Broadening of the Ocean's Salinity Distribution by the Water Cycle / J. D. Zika [et al.] // Journal of Climate. 2015. Vol. 28, iss. 24. P. 9550–9560. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0273.1
3. Intensification of the global water cycle and evidence from ocean salinity: a synthesis review / L. Yu [et al.] // Annals of the New York Academy of Sciences. 2020. Vol. 1472, iss. 1. P. 76–94. https://doi.org/10.1111/nyas.14354
4. Enhanced hydrological cycle increases ocean heat uptake and moderates transient climate change / M. Liu [et al.] // Nature Climate Change. 2021. Vol. 11, iss. 10. P. 848–853. https://doi.org/10.1038/s41558-021-01152-0
5. Climatological seasonal variation of the upper ocean salinity / Y. Liu [et al.] // International Journal of Climatology. 2022. Vol. 42, iss. 6. P. 3477–3498. https://doi.org/10.1002/joc.7428
6. *Durack P. J., Wijffels S. E.* Fifty-year trends in global ocean salinities and their relationship to broad-scale warming // Journal of Climate. 2010. Vol. 23, iss. 16. P. 4342–4362. https://doi.org/10.1175/2010JCLI3377.1
7. *Helm K. P., Bindoff N. L., Church J. A.* Changes in the global hydrological-cycle inferred from ocean salinity // Geophysical Research Letters. 2010. Vol. 37, iss. 18. L18701. https://doi.org/10.1029/2010GL044222
8. *Yu L.* A global relationship between the ocean water cycle and near-surface salinity // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2011. Vol. 116, iss. C10. C10025. https://doi.org/10.1029/2010JC006937
9. Examining the salinity change in the upper Pacific Ocean during the Argo period / G. Li [et al.] // Climate Dynamics. 2019. Vol. 53, iss. 9–10. P. 6055–6074. https://doi.org/10.1007/s00382-019-04912-z
10. Salinity changes in the World Ocean since 1950 in relation to changing surface freshwater fluxes / N. Skliris [et al.] // Climate Dynamics. 2014. Vol. 43, iss. 3–4. P. 709–736. https://doi.org/10.1007/s00382-014-2131-7

11. *Durack P. J.* Ocean Salinity and the Global Water Cycle // Oceanography. 2015. Vol. 28, iss. 1. P. 20–31. https://doi.org/10.5670/oceanog.2015.03

12. Improved Estimates of Changes in Upper Ocean Salinity and the Hydrological cycle / L. Cheng [et al.] // Journal of Climate. 2020. Vol. 33, iss. 23. P. 10357–10381. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0366.1

13. Observed freshening and warming of the western Pacific Warm Pool / S. Cravatte [et al.] // Climate Dynamics. 2009. Vol. 33, iss. 4. P. 565–589. https://doi.org/10.1007/s00382-009-0526-7

14. A new record of Atlantic sea surface salinity from 1896 to 2013 reveals the signatures of climate variability and long-term trends / A. R. Friedman [et al.] // Geophysical Research Letters. 2017. Vol. 44, iss. 4. P. 1866–1876. https://doi.org/10.1002/2017GL072582

15. *Shi H., Du L.* The unexpected salinity trend shifts in upper Tropical Pacific Ocean under the global hydrological cycle framework // EGU General Assembly 2021. Gottingen, 2021. EGU21-14698. https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-14698

16. *Ростов И. Д., Дмитриева Е. В.* Региональные особенности межгодовых изменений температуры воды в субарктической зоне Тихого океана // Метеорология и гидрология. 2021. № 2. С. 67–79. EDN JGICET.

17. Changes in Earth's Energy Budget during and after the "Pause" in Global Warming: An Observational Perspective / N. G. Loeb [et al.] // Climate. 2018. Vol. 6, iss. 3. 62. https://doi.org/10.3390/cli6030062

18. Causes and Impacts of the 2014 Warm Anomaly in the NE Pacific / N. A. Bond [et al.] // Geophysical Research Letters. 2015. Vol. 42, iss. 9. P. 3414–3420. https://doi.org/10.1002/2015GL063306

19. Physical drivers of the summer 2019 North Pacific marine heatwave / D. J. Amaya [et al.] // Nature Communications. 2020. Vol. 11. 1903. https://doi.org/10.1038/s41467-020-15820-w

20. *Ростов И. Д., Дмитриева Е. В.* Межгодовые изменения солености верхнего 1000-метрового слоя внетропической зоны северо-западной части Тихого океана в условиях интенсификации глобального гидрологического цикла // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 2. С. 215–230. EDN TEOSTA.

21. *Corbett C. M., Subrahmanyam B., Giese B. S.* A comparison of sea surface salinity in the equatorial Pacific Ocean during the 1997–1998, 2012–2013, and 2014–2015 ENSO events // Climate Dynamics. 2017. Vol. 49, iss. 9–10. P. 3513–3526. https://doi.org/10.1007/s00382-017-3527-y

22. *Favorite F., Dodimead A. J., Nasu K.* Oceanography of the Subarctic Pacific region, 1960–71. Vancouver, Canada, 1976. 187 p. (International North Pacific Fisheries Commission Bulletin ; no. 33). URL: https://waves-vagues.dfo-mpo.gc.ca/library-bibliotheque/17465.pdf (date of access: 20.05.2024).

23. Interdecadal variability of the Western Subarctic Gyre in the North Pacific Ocean / H. Kuroda [et al.] // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2021. Vol. 169. 103461. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2020.103461

24. *Ростов И. Д., Дмитриева Е. В., Рудых Н. И.* Тенденции и региональные особенности изменчивости термических условий северо-восточной части Тихого океана севернее 30° с. ш. в последние четыре десятилетия // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 4. С. 448–466. EDN SLYDJV.

Об авторах:

Ростов Игорь Дмитриевич, заведующий лабораторией информатики и мониторинга океана, ФГБУН ТОИ им. В. И. Ильичева ДВО РАН (690041, Россия, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0001-5081-7279**, **SPIN-код: 2239-0391**, rostov@poi.dvo.ru

Дмитриева Елена Витальевна, старший научный сотрудник, лаборатория информатики и мониторинга океана, ФГБУН ТОИ им. В. И. Ильичева ДВО РАН (690041, Россия, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), кандидат технических наук, **ORCID ID: 0000-0002-0094-5296**, **SPIN-код: 6818-1898**, e_dmitrieva@poi.dvo.ru

Научная статья

УДК 551.465.41
EDN: GCHFLC

Сравнительный анализ процессов тепломассопереноса, рассчитанных по инструментальным измерениям и по продуктам океанского реанализа, в проливе Фрама

А. В. Смирнов [1, ✉], В. В. Иванов [1, 2], А. А. Соколов [1]

[1] *Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия*
[2] *Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия*
✉ *avsmir@aari.ru*

Поступила в редакцию 12.09.2023; одобрена после рецензирования 24.09.2023; принята к публикации 15.03.2024.

Аннотация
Цель. Представлен сравнительный анализ потоков объема воды, тепла и соли, рассчитанных по данным инструментальных наблюдений на автономных буйковых станциях в проливе Фрама и по продуктам реанализов *GLORYS*2*v*4, *ORAS*5, *GloSea*5 и C-GLORSv7.
Методы и результаты. Данные автономных буйковых станций интерполировались в узлы регулярной сетки с шагом 0,25° по долготе и 10 м по глубине с помощью ординарного кригинга. Расчет потоков выполнялся по единым алгоритмам для инструментальных данных и продуктов реанализа для временного интервала с 1997 по 2018 г. Получены временные серии тепломассопереноса в узлах регулярной сетки для разреза через пролив Фрама (8° з. д., 8° в. д.) по данным автономных буйковых станций и реанализов. Произведено сравнение и визуализация результатов.
Выводы. Показано, что ансамбль реанализов в целом на 25 % недооценивает переносы объема воды и тепла, рассчитанные по данным наблюдений. Наилучшее согласование продуктов реанализа с результатами расчетов по данным наблюдений получено для ядра Западно-Шпицбергенского течения с наиболее полным покрытием данными наблюдений. Выявлено, что ансамбль моделей наилучшим образом описывает изменчивость данных наблюдений. Уточнено, что реанализы *FOAM* и *CGLO* описывают большую часть временной изменчивости потоков, рассчитанных по данным автономных буйковых станций. Показано, что согласованность в зимний период (октябрь – март) выше, чем в летний (апрель – сентябрь). Это может быть связано как с недостатками реанализов (учет таяния льда), так и с тем, что автономные буйковые станции обычно меняются в летний период, что может приводить к дополнительным ошибкам при объединении временных серий.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, пролив Фрама, течения, водные массы, тепломассоперенос, автономные заякоренные станции, инструментальные наблюдения, реанализ

Благодарности: исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24–17–00041. Работа А. А. Соколова была выполнена за счет гранта Российского научного фонда № 24–27–00221.

Для цитирования: *Смирнов А. В.*, *Иванов В. В.*, *Соколов А. А.* Сравнительный анализ процессов тепломассопереноса, рассчитанных по инструментальным измерениям и по продуктам океанского реанализа, в проливе Фрама // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 3. С. 402–425. EDN GCHFLC.

Original article

Comparison Analysis of Heat and Mass Transport through Fram Strait Calculated Using the Mooring and Ocean Reanalysis Data

A. V. Smirnov [1, ✉], V. V. Ivanov [1, 2], A. A. Sokolov [1]

[1] *Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia*
[2] *M. V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*
✉ *avsmir@aari.ru*

Abstract
*Purpose***.** The paper represents a comparison analysis of water, heat and salt flows transported through Fram Strait and calculated using the data both of moorings in the strait and the *GLORYS*2*v*4, *ORAS*5, *GloSea*5 and C-GLORSv7 reanalysis.
Methods and Results. The data obtained at the autonomous buoy stations were interpolated in the nodes of a regular grid with the resolutions 0.25° over longitude and 10 m over depth using the Ordinary Kriging. The algorithms unified both for the mooring and reanalysis data were applied to calculate the transport flows in 1997–2018. The data of moorings and reanalysis constituted a base for obtaining the time series of heat and mass transport in the regular grid nodes at the cross-section in Fram Strait (8° W, 8° E). The mooring and reanalysis time series were compared, and the results were visualized.
Conclusions. It is shown that the reanalysis ensemble, on the whole, underestimates the transfer of water and heat volumes calculated using the observation data, by 25 %. The best agreement between the reanalysis products and the calculation results based on the observation data is obtained for the West Spitsbergen Current core which is most completely supplied with the observation data. It is revealed that the ensemble of models describes the observation data variability the best, and the *FOAM* and *CGLO* reanalysis – the greater part of temporal variability of the flows calculated by the autonomous buoy station data. The data consistency in the winter period (October – March) is shown to be higher than that in the summer one (April – September). That can be related both to the reanalysis imperfections (ice melt accounting) and the season, namely summer, when the autonomous buoy stations are usually replaced, which can result in additional errors in combining the time series.

Keywords: Arctic Ocean, Fram Strait, current, water masses, heat and mass transport, moorings, direct measurements, reanalysis

Acknowledgments: The study was carried out with support of the Russian Science Foundation grant № 24–17–00041. The work by A. A. Sokolov was supported by the Russian Science Foundation grant № 24–27–00221.

For citation: Smirnov, A.V., Ivanov, V.V. and Sokolov, A.A., 2024. Comparison Analysis of Heat and Mass Transport through Fram Strait Calculated Using the Mooring and Ocean Reanalysis Data. *Physical Oceanography*, 31(3), pp. 364-386.

Введение

Информацию о состоянии океана на современном этапе развития океанологии можно получить с помощью инструментальных измерений, численного моделирования и их комбинации – реанализа. Дистанционные и спутниковые наблюдения позволяют осуществлять мониторинг состояния поверхности океана и ледяного покрова, но не распространяются на всю водную толщу, где развиваются значимые гидрофизические процессы. Контактные наблюдения в современной океанографии, включают прежде всего *CTD*- (*Conductivity Temperature Depth*) зондирования, измерения скорости течений акустическим допплеровским профилографом (*ADCP*), данные с автономных заякоренных [1]

[1] URL: https://uaf-iarc.org/nabos/ (дата обращения: 03.06.2024).

и дрейфующих профилирующих буев (*ARGO* [2], *ITP* [3]). По данным измерений термохалинных характеристик можно проводить расчеты относительных скоростей переноса вод на гидрологических разрезах. Использование данных спутниковых альтиметров и скаттерометров позволяет привести относительные скорости переноса вод к абсолютным [1, 2]. Если измерения проводятся на пространственно близких разрезах, то эти данные можно использовать для изучения изменений характеристик океана и определять тенденции изменений для отдельных регионов или океана в целом [3]. Альтернативным источником информации для исследования гидрофизической структуры вод и ее пространственно-временной изменчивости сравнительно недавно стали океанские реанализы, получаемые при помощи усвоения (ассимиляции) данных наблюдений в численных моделях [4, 5]. Гидрофизические параметры, воспроизведенные в численных моделях и продуктах реанализа, как правило, отличаются от данных инструментальных измерений, что и предопределяет необходимость объективной оценки качества расчетов путем сравнения с данными прямых измерений в океане.

Объектом исследования в данной работе был выбран пролив Фрама, являющийся самым широким глубоководным проливом, связывающим Северо-Европейский бассейн (СЕБ) с Арктическим бассейном (АБ) Северного Ледовитого океана (СЛО) [6]. Через восточную часть пролива Фрама с Западно-Шпицбергенским течением в АБ поступают теплые соленые воды атлантического происхождения, которые принято называть атлантическими водами (АВ) [7], а через западную часть пролива происходит вынос в СЕБ холодных поверхностных арктических вод и охлажденных распресненных промежуточных вод. Процессы тепломассопереноса через пролив Фрама, в первую очередь связанные с АВ – основным адвективным источником тепла для АБ [8], всегда были в фокусе полярных океанографических исследований [9–11]. Согласно существующим историческим оценкам, поток АВ через пролив Фрама колеблется в весьма широких пределах: от 1,4 до 7,1 Св [12]. При этом значительная часть дисперсии приходится на долю короткопериодной внутригодовой изменчивости [13]. Детальные инструментальные измерения скорости течения на повторяющемся разрезе вдоль 79° с. ш., начатые в 1997 г. и продолжающиеся по настоящее время в рамках международного проекта *ASOF* (*Arctic and Subarctic Ocean Fluxes*), подтвердили гипотезу Огарда и показали, что суммарный среднемноголетний поток в Западно-Шпицбергенском течении находится в пределах 6,6 ± 0,4 Св, причем на долю потока АВ (с температурой более 2 °С) приходится только 3,0 ± 0,2 Св, а остальное – на долю сезонно-меняющегося вихревого переноса [11].

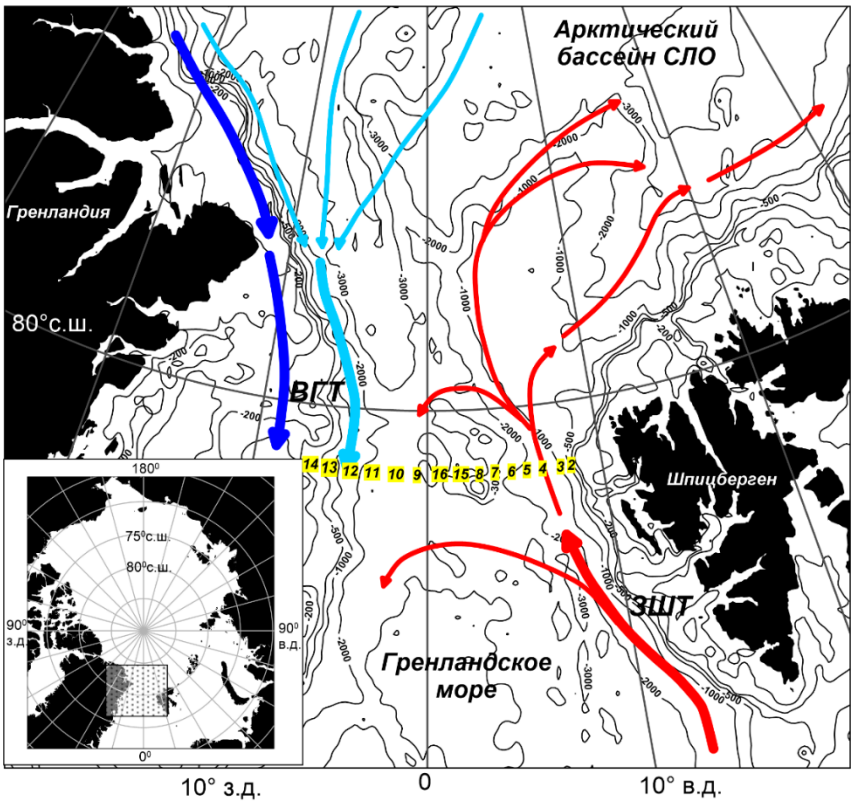
Целью выполненного исследования являлось количественное сравнение процессов тепломассопереноса, рассчитанных по длительным инструментальным измерениям в проливе Фрама в рамках проекта *ASOF*, с продуктами океанских реанализов. Актуальность такого сравнения обусловлена широким применением океанских реанализов для исследования гидрофизической

[2] URL: http://www.argo.ucsd.edu/ (дата обращения: 03.06.2024).
[3] URL: https://www2.whoi.edu/site/itp/ (дата обращения: 03.06.2024).

структуры вод Мирового океана, включая СЛО [14–16], при фактическом отсутствии объективных критериев, позволяющих судить, насколько адекватно восстановленные в реанализах параметры крупномасштабных переносов в океане соответствуют наблюдаемым в реальности. В статье представлены результаты сравнительного анализа потоков объема, тепла и соли, рассчитанных по данным инструментальных наблюдений на автономных буйковых станциях (АБС) в проливе Фрама с аналогичными потоками, рассчитанными по реанализам *GLORYS*2*v*4, *ORAS*5, *GloSea*5 и *C-GLORSv*7.

Данные и методы исследования

В исследовании были использованы данные инструментальных наблюдений в проливе Фрама, выполняемых в рамках международного проекта *ASOF* (URL: https://asof.awi.de/science/projects/13-monitoring-of-oceanic-fluxes-across-fram-strait/) учеными из института Альфреда Вегенера, Германия (*Alfred Wegener Institute*, *AWI*) и Норвежского полярного института (*Norwegian Polar Institute*, *NPI*). АБС *AWI* покрывают восточную часть пролива, тогда как АБС NPI обеспечивают мониторинг его западной части (рис. 1).



Р и с. 1. Пространственное положение АБС (цифры на желтом фоне), отобранных для анализа. Красные линии – Западно-Шпицбергенское течение (ЗШТ), синие линии – Восточно-Гренландское прибрежное течение, голубые линии – Восточно-Гренландское течение (ВГТ)

F i g. 1. Spatial positions of moorings (numbers against a yellow background) selected for analysis. Red curves show the West Spitsbergen current (WSC), blue curves – the East Greenland coastal current, and light blue ones – the East Greenland current (EGC)

Оба института начали мониторинг пролива Фрама в 1997 г. и продолжают его по настоящее время. За прошедший период положение АБС менялось: некоторые исключались из наблюдательной сети, некоторые добавлялись, некоторые меняли свое расположение. Для измерения температуры и электропроводности применялись *SBE* 37 с точностью измерений давления 0,1 %, температуры 0,001 °С и электропроводности 0,001 С/м (URL: www.seabird.com). Скорость течения измерялась с помощью *RCM*-7, *RCM*-9 (с точностью 0,01 м/с) и *ADCP* 300 КГц (с точностью 0,01 м/с).

Инструментальные наблюдения AWI

Данные измерений, выполненных *AWI*, размещены на портале *PANAGEA* (URL: www.pangaea.de), где содержатся два обобщающих набора данных: за 1997–2016 [4] и за 2016–2018 гг. [5] В совокупности были выбраны и загружены данные с 171 АБС за период с сентября 1997 по июнь 2018 г.

Большинство заякоренных буев располагались таким образом, чтобы получить длительные непрерывные серии наблюдений. Такие временные серии имели одинаковое название (*F1–F10*), хотя их координаты от года к году несколько различались. Загруженные исходные данные прошли дополнительную обработку, включившую форматирование, группировку по параметрам (отдельно для температуры, электропроводности и компонент скорости течения) и по времени. Для каждых суток выбирались все доступные значения для заданного параметра и записывались в файлы в виде «широта, долгота, глубина, значение». Значения внутри одних суток осреднялись, чтобы дискретность данных была согласована с дискретностью данных реанализов.

Несмотря на то что начальные данные прошли контроль качества [17], анализ временных серий показал, что необходимо провести дополнительные процедуры. Было выявлено, что шесть временных серий имеют отрицательные значения горизонтов измерений. Такие данные были отбракованы. Дополнительно были отфильтрованы данные, выходящие за границы физической изменчивости. Приведенные ниже критерии были выбраны на основе статистического анализа исходных данных. Данные, выходящие за пределы 3σ, исключались из анализа. Так, для температуры бы выбран диапазон −2,5÷6 °С, для солености 30÷36 ЕПС. Компоненты скорости течения отфильтровывались, если скорость превышала 2 м/с. Из обработанного массива данных были отобраны самые длительные временные серии с АБС, расположенных на широте 78,5° с. ш. (рис. 1). Критерием отбора данных измерений той или иной АБС для последующего анализа была продолжительность временной серии и пространственное положение, позволяющее использовать данные для построения вертикального разреза через пролив Фрама.

Данные АБС *F1* не были использованы из-за короткого временного ряда, тогда как ряды АБС *F15* и *F16*, на которых также были получены сравнительно

[4] Physical oceanography and current meter data from moorings F1-F14 and F15/F16 in the Fram Strait, 1997-2016 : [dataset bibliography] / W.-J. von Appen, A. Beszczynska-Möller, U. Schauer, E. Fahrbach ; PANGAEA. Electronic data, 2019. https://doi.org/10.1594/PANGAEA.900883

[5] Physical oceanography and current meter data (including raw data) from FRAM moorings in the Fram Strait, 2016-2018: [dataset bibliography] / W.-J. von Appen; PANGAEA, Electronic data, 2019. https://doi.org/10.1594/PANGAEA.904565

короткие временные серии, были сохранены, поскольку они находятся внутри разреза и, благодаря этому, позволяют улучшить результаты пространственной интерполяции. Итоговый состав АБС *AWI*, включенных в анализ, приведен в табл. 1.

Таблица 1
Table 1

Метаданные АБС
Mooring metadata

АБС / Autonomous buoy station	Долгота,° в. д. / Longitude, °E	Временное покрытие / Time periods	АБС / Autonomous buoy station	Долгота, ° в. д. / Longitude, °E	Временное покрытие / Time periods
F1	8,6	1997–2009	*F16*	0,4	2002–2014
F2	8,3	1997–2018	*F9*	−0,4	1997–2016
F3	8,0	1997–2018	*F10*	−2,0	1997–2016
F4	7,0	1997–2018	*F11*	−3,0	1997–2015
F5	6,0	1997–2018	*F12*	−4,0	1998–2015
F6	5,0	1997–2016	*F13*	−5,0	1997–2015
F7	4,0	1997–2015	*F14*	−6,5	1997–2015
F8	2,7	1997–2014	*F17*	−8,0	2003–2015
F15	1,6	2002–2014			

Инструментальные наблюдения NPI

Данные с АБС *NPI* доступны непосредственно с основного портала *NPI* (URL: https://www.npolar.no/en/). Были загружены два набора данных: за 1997–2009 [6] и за 2009–2015 [7]. Загруженные данные были преобразованы в формат, аналогичный использованному для данных *AWI*. К данным *NPI* был применен описанный в предыдущем подразделе контроль качества. Значения за границами физической изменчивости были отфильтрованы, так же как ошибочные данные и метаданные, найденные при анализе исходных временных серий. На рис. 1 приведено пространственное расположение АБС *NPI*, а их метаданные показаны в табл. 1.

АБС *F17* была исключена из дальнейшего анализа из-за ее недостаточно продолжительной временной серии. АБС *F11–F14* изменили свое положение в 2002 г. с 79° с. ш. на 78,5° с. ш., чтобы соответствовать положению буев *AWI*.

Обработанные массивы инструментальных наблюдений *AWI* и *NPI* были объединены в единый массив, чтобы получить наилучшее пространственное покрытие пролива Фрама. Согласно методике [10] было использовано месячное осреднение данных. Общее временное покрытие единого набора данных составило 217 месяцев (август 1997 – август 2015 г.).

[6] Moored current meter data from the western Fram Strait 1997-2009: [Data set] / L. de Steur; Norwegian Polar Institute. Electronic data, 2019. https://doi.org/10.21334/npolar.2019.8bb85388

[7] Moored current meter and hydrographic data from the Fram Strait Arctic Outflow Observatory since 2009: [Data set] / L. de Steur; Norwegian Polar Institute. Electronic data, 2021. https://doi.org/10.21334/npolar.2021.c4d80b64

Данные реанализов

Инструментальные наблюдения на АБС на сегодняшний день, вероятно, являются одним из самых надежных источников информации о временной изменчивости вертикальной гидрофизической структуры вод Мирового океана. Однако в силу объективных причин количество инструментальных данных ограничено во времени и пространстве, что требует применения альтернативных источников информации, к которым можно отнести продукты океанского реанализа, получаемые путем синтеза наблюдений и математического моделирования [18] и позволяющие существенно более детально реконструировать структуру и динамику вод.

В данной работе использовался массив данных *Global Ocean Ensemble Physics Reanalysis* [8] разработанный *Copernicus Marine Environment Monitoring Service* (*CMEMS*), представляющий из себя компиляцию из четырех океанских реанализов:

– *GLORYS*2*V*4 (*Mercator Ocean*, Франция),
– *ORAS*5 (*ECMWF*, ЕС),
– *GloSea*5 (*Met Office*, Великобритания),
– *C-GLORSv*7 (*CMCC*, Италия).

Данные *Global Ocean Ensemble Physics Reanalysis* (далее – реанализ *CMEMS*) представлены на регулярной сетке для всего Мирового океана с пространственным шагом 0,25° по широте и долготе и временной дискретностью 1 сутки. На данный момент временной диапазон массива составляет 27 лет (с января 1993 по декабрь 2019 г). В настоящем исследовании были использованы значения следующих параметров: потенциальной температуры, °С; практической солености, ЕПС; компонентов скорости течения, направленных на север (u) и восток (v), м/с. По суточным данным были рассчитаны месячные, сезонные и годовые осреднения. Сезонные осреднения проводились за два периода для каждого года: зима (октябрь – март) и лето (апрель – сентябрь). Сетка реанализа *CMEMS* (0,25°) позволяет обойтись без дополнительной интерполяции по пространству. Поскольку алгоритм расчета интегральных переносов объема, тепла и массы (см. следующий раздел) не требует дополнительной реинтерполяции значений на стандартные горизонты, вертикальные горизонты в сетке реанализа не пересчитывались в расчетную сетку.

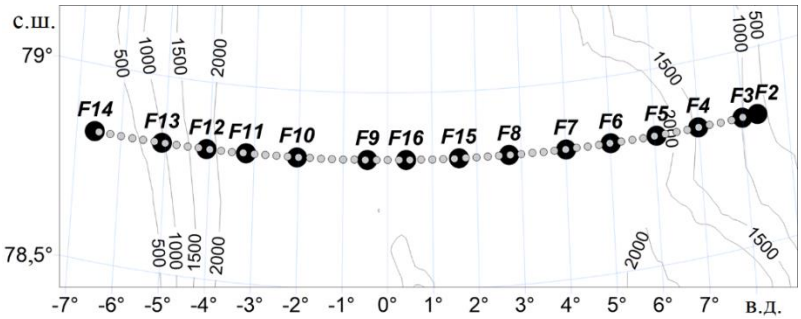
Пространственная интерполяция

Для проведения расчета процессов тепломассопереноса и последующего сравнительного анализа исходные данные объединенного массива инструментальных наблюдений были интерполированы в узлы регулярной сетки (в формате вертикального разреза с фиксированным шагом по глубине и долготе) (рис. 2).

В качестве метода интерполяции был выбран обыкновенный (ординарный) кригинг [19]. Термин «кригинг» служит для обозначения семейства алгоритмов линейной пространственной регрессии. Применение методов кригинга позволяет провести процедуру интерполяции с данными, обладающими рядом

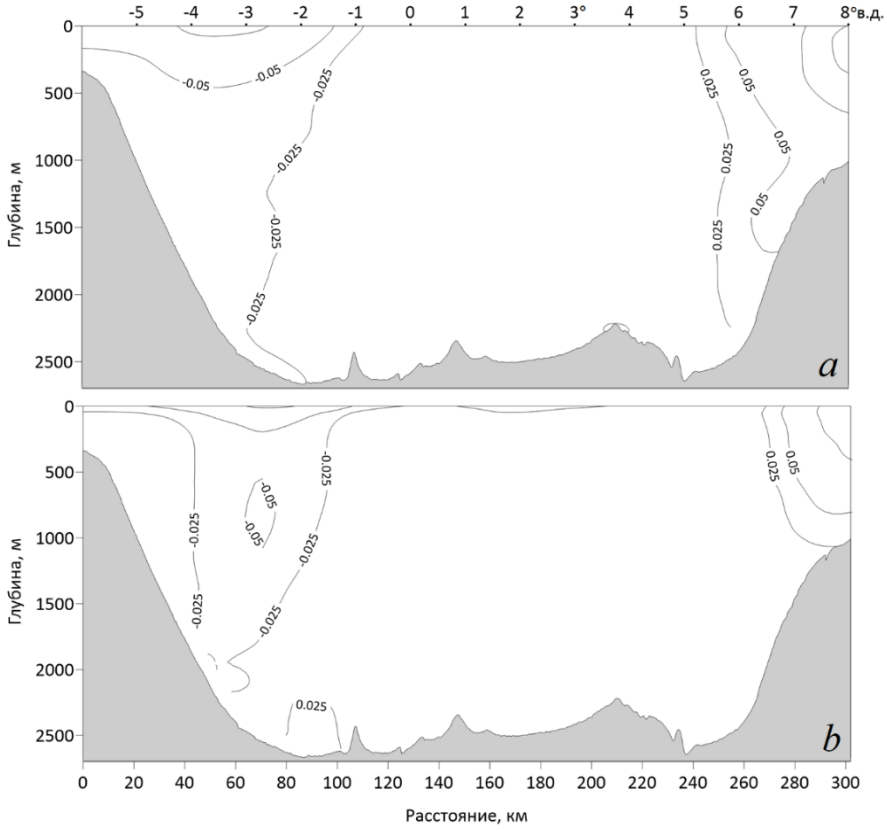
[8] GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_ENS_001_031: Global Ocean Ensemble Physics Reanalysis / Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). https://doi.org/10.48670/moi-00024 (date of access: 04.06.2024).

специфических особенностей, таких как пространственная неоднородность, существенная анизотропия, наличие в данных трендов [20]. В качестве программной реализации метода кригинга был выбран пакет *Surfer* (URL: https://www.goldensoftware.com/).



Р и с. 2. Географическое расположение АБС и узлов регулярной сетки, в которую проводилась пространственная интерполяция

F i g. 2. Geographical location of moorings and the regular grid nodes in which spatial interpolation was done



Р и с. 3. Среднегодовые значения меридиональных скоростей течений по данным измерений на АБС (*a*) и реанализа (*b*)

F i g. 3. Annual average values of the current meridional velocities based on the mooring (*a*) and reanalysis (*b*) data

Все 217 файлов с данными за каждый месяц были восстановлены в узлах сетки, шаг по горизонтали которой составил 0,25° (6,5° з. д. – 8° в. д.), тогда как по вертикальной оси данные были интерполированы с шагом в 10 м. Для дальнейшего использования результаты интерполяции были переведены в формат *netCDF*, что позволило использовать унифицированный программный код для последующих расчетов. На этапе конвертации *in situ* температура воды была пересчитана в потенциальную. Практическая соленость и скорость течения остались неизменными. По аналогии с данными реанализов, полученные интерполированные данные измерений на АБС были осреднены по сезонам (апрель – сентябрь и октябрь – март) и по годам.

На рис. 3 представлены годовые значения меридиональных скоростей течений по данным АБС (рис. 3, *a*) и реанализа (рис. 3, *b*).

Расчет суммарных переносов воды, тепла и соли

В качестве основной характеристики для сравнения измеренных временных серий и данных реанализов *CMEMS* были выбраны суммарные переносы объема, тепла и соли через разрез. Суммарный перенос воды (D_w) представляет интегральный перенос объема в заданном диапазоне глубин через единичный сегмент, соответствующей узлу разреза. Интеграл D_w по всей длине разреза определяет суммарный перенос объема через весь разрез в направлении, нормальном к оси разреза. Для пролива Фрама справедливо следующее утверждение:

$$Vn = v_0, \tag{1}$$

где Vn – скорость течения, нормальная к оси разреза; v_0 – компонента скорости течения, направленная на север.

Для каждого узла разреза $Vn(z)$ интегрировалась по вертикали, чтобы получить суммарный перенос воды D_W (м^2 · с$^{-1}$):

$$D_{\mathrm{W}} = \int_{z_l}^{z_{\mathrm{up}}} Vn(z) \approx \sum_j 0{,}5(Vn_j + Vn_{j+1})(z_{j+1} - z_j)\,,\ z_l \le z_j \le z_{\mathrm{up}}. \tag{2}$$

Произведение аномалии температуры ($T(z) - T_{\mathrm{ref}}$) и скорости течения пропорционально потоку тепла (D_H, Вт · м$^{-1}$):

$$D_H = \int_{z_l}^{z_{\mathrm{up}}} \rho c_p Vn(z)(T(z) - T_{\mathrm{ref}})dz \approx$$
$$\approx \sum_j 0{,}5\rho c_p\left[Vn(T_j - T_{\mathrm{ref}}) + Vn(T_{j+1} - T_{\mathrm{ref}})\right](z_{j+1} - z_j)\,, \quad z_l \le z_j \le z_{\mathrm{up}}. \tag{3}$$

Произведение аномалии солености ($S(z) - S_{\mathrm{ref}}$) и скорости течения пропорционально потоку соли (D_S, кг·м$^{-1}$·с$^{-1}$):

$$D_S = \int_{z_l}^{z_{\mathrm{up}}} \rho Vn(z)(S(z) - S_{\mathrm{ref}})dz \approx$$
$$\approx \sum_j 0{,}5\rho\left[Vn_j(S_j - S_{\mathrm{ref}}) + Vn_{j+1}(S_{j+1} - S_{\mathrm{ref}})\right](z_{j+1} - z_j),\ z_l \le z_j \le z_{\mathrm{up}}. \tag{4}$$

В формулах (2)–(4) z_l и z_{up} – нижний и верхний пределы интегрирования; c_p – удельная теплоемкость морской воды при постоянном давлении; ρ – плотность морской воды (c_p и ρ были рассчитаны по уравнению состояния *TEOS*-10); Vn_j – скорость течения на уровне z_j; T_j и S_j – температура и соленость, измеренные на уровне z_j, соответственно T_{ref} = –1,8 °C, S_{ref} = 0.

Значения суммарных переносов (F_W, F_H и F_S) рассчитывались путем горизонтального интегрирования средних по глубине потоков, по всей длине разреза (L). Были использованы приведенные ниже формулы (5)–(7):

$$F_W = \int_{(L)} D_W dl \approx \sum_{i=1}^{5} 0{,}5(D_{W_i} + D_{W_{i+1}})\Delta l_{i,i+1}, \quad (5)$$

$$F_H = \int_{(L)} D_H dl \approx \sum_{i=1}^{5} 0{,}5(D_{H_i} + D_{H_{i+1}})\Delta l_{i,i+1}, \quad (6)$$

$$F_S = \int_{(L)} D_S dl \approx \sum_{i=1}^{5} 0{,}5(D_{S_i} + D_{S_{i+1}})\Delta l_{i,i+1}, \quad (7)$$

где i – номер узла разреза относительно его начала; $\Delta l_{i,\,i+1}$ – расстояние между двумя соседними узлами, обозначенными i и i + 1.

Следует отметить, что приведенный выше алгоритм был модифицирован для данных реанализов. Например, в модели *NEMO*, лежащей в основе реанализов *GLOR*, *ORAS* и *CGLO*, плотность не является функцией от температуры и солености. Поэтому в формулах (3)–(4) величины c_p и ρ были приняты константами (c_p = 3989,24495292815 Дж/(кг·К), ρ = 1035 кг/м^3).

Приведенный выше метод расчета тепломассопереноса был реализован на языке *Julia*. Данные как инструментальных наблюдений, так и реанализов были обработаны одним и тем же программным кодом. Результаты расчетов приведены в следующем разделе.

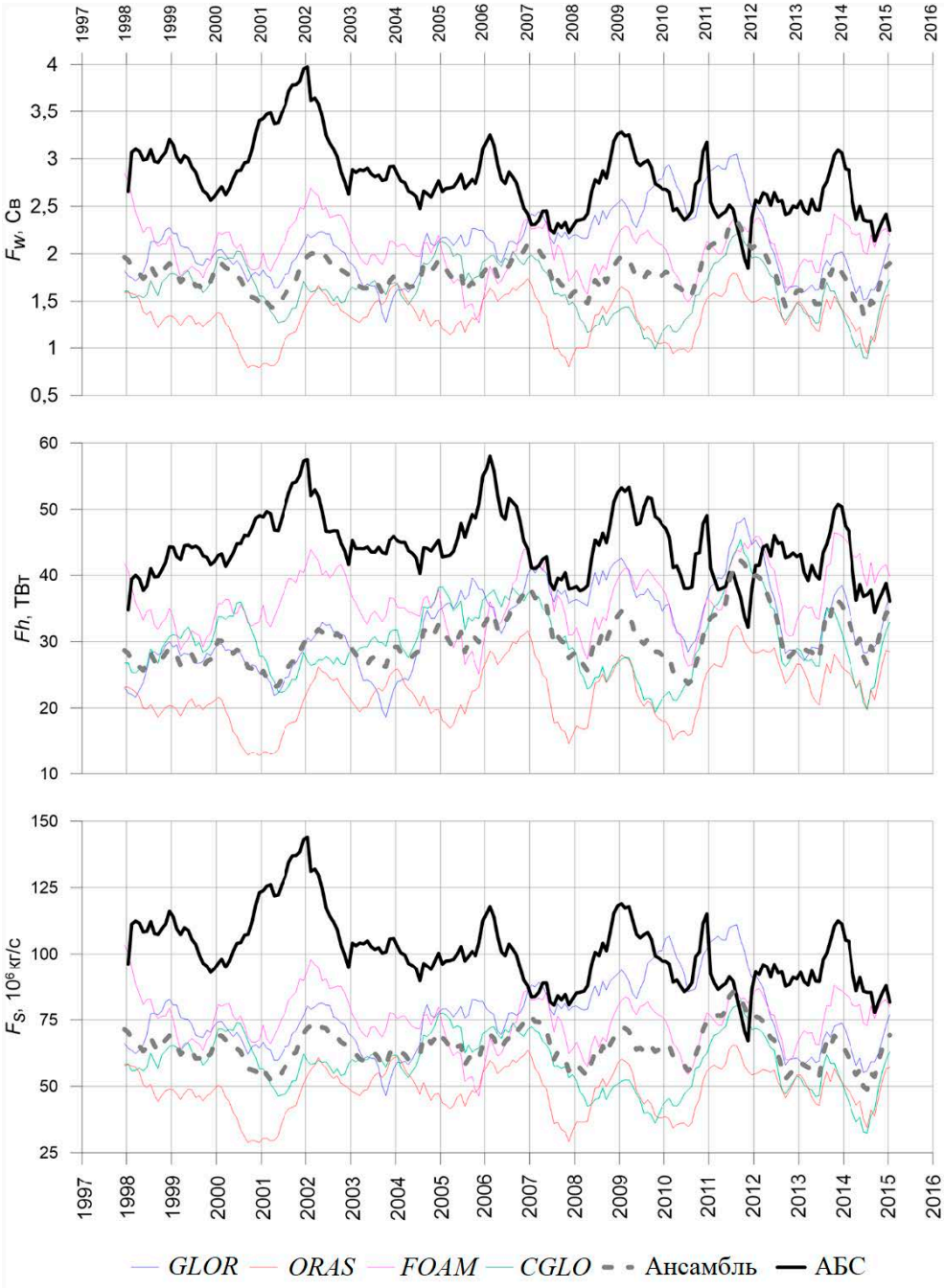
Результаты и их обсуждение

Суммарные тепломассопереносы через пролив Фрама

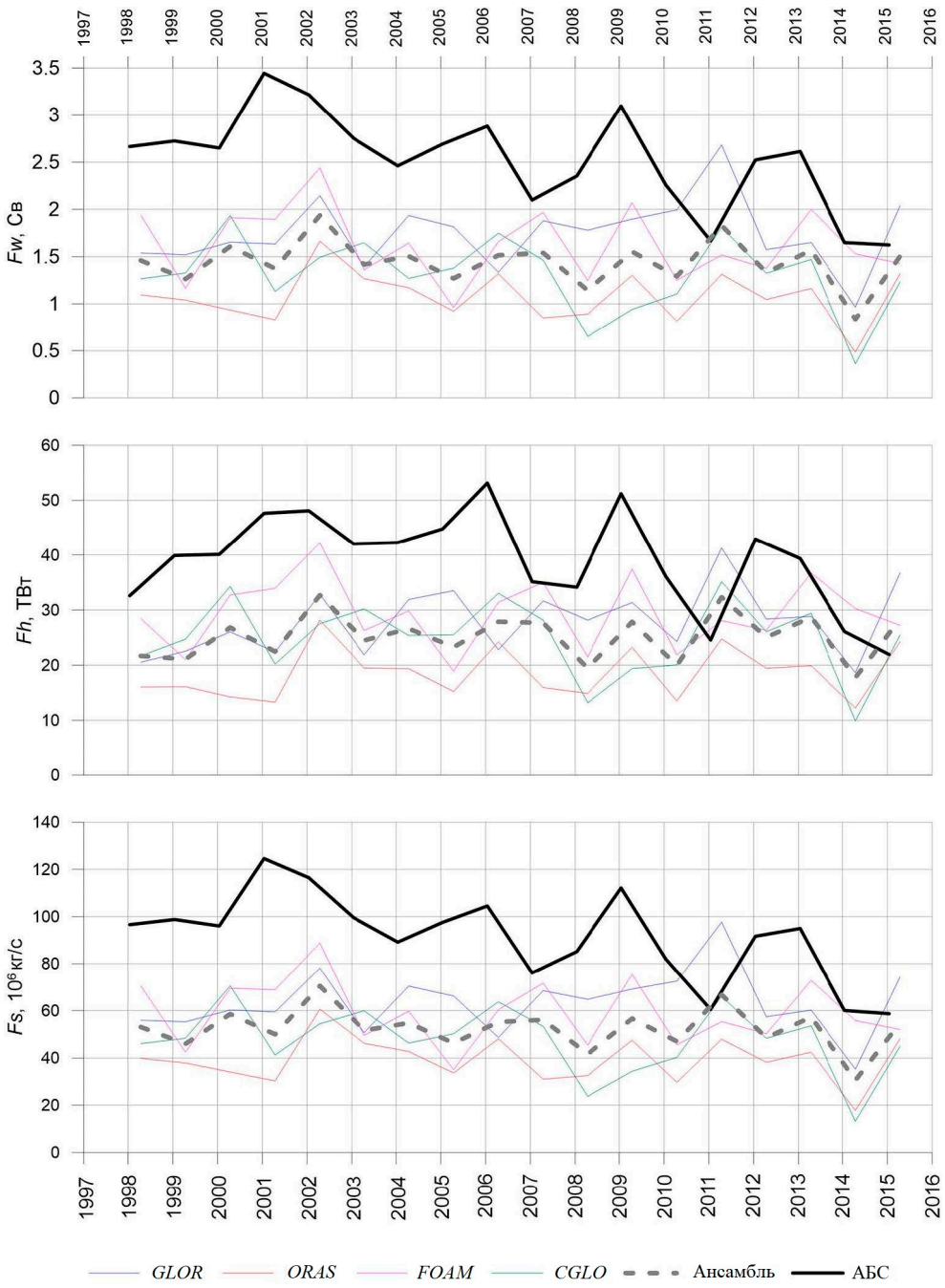
Сравнительный анализ данных инструментальных наблюдений и реанализов был начат с месячных данных. На рис. 4–6 приведены временные серии переносов объема, тепла и соли через пролив Фрама с 1997 по 2015 г. за различные периоды осреднения. Месячные серии были сглажены скользящим средним с окном в 11 месяцев, сезонные и годовые данные оставлены без изменений. Интегральные значения были рассчитаны для всего разреза (6,5° з. д. – 8° в. д.) и по всей толще вод.

Из рис. 4 видно, что данные реанализов в целом занижают величину тепломассопереноса. Так, среднее значение переноса объема, по данным АБС, выше ансамблевого среднего более чем на 30 %, а его среднеквадратическое отклонение (СКО) – на 50 %. Аналогичная картина наблюдается в переносах тепла и соли (табл. 2).

Сезонные временные серии (рис. 5–6) показывают, что реанализы недооценивают тепломассоперенос в летний период, тогда как в зимний наблюдается лучшая согласованность. Годовое осреднение логично занимает промежуточное положение (рис. 7).

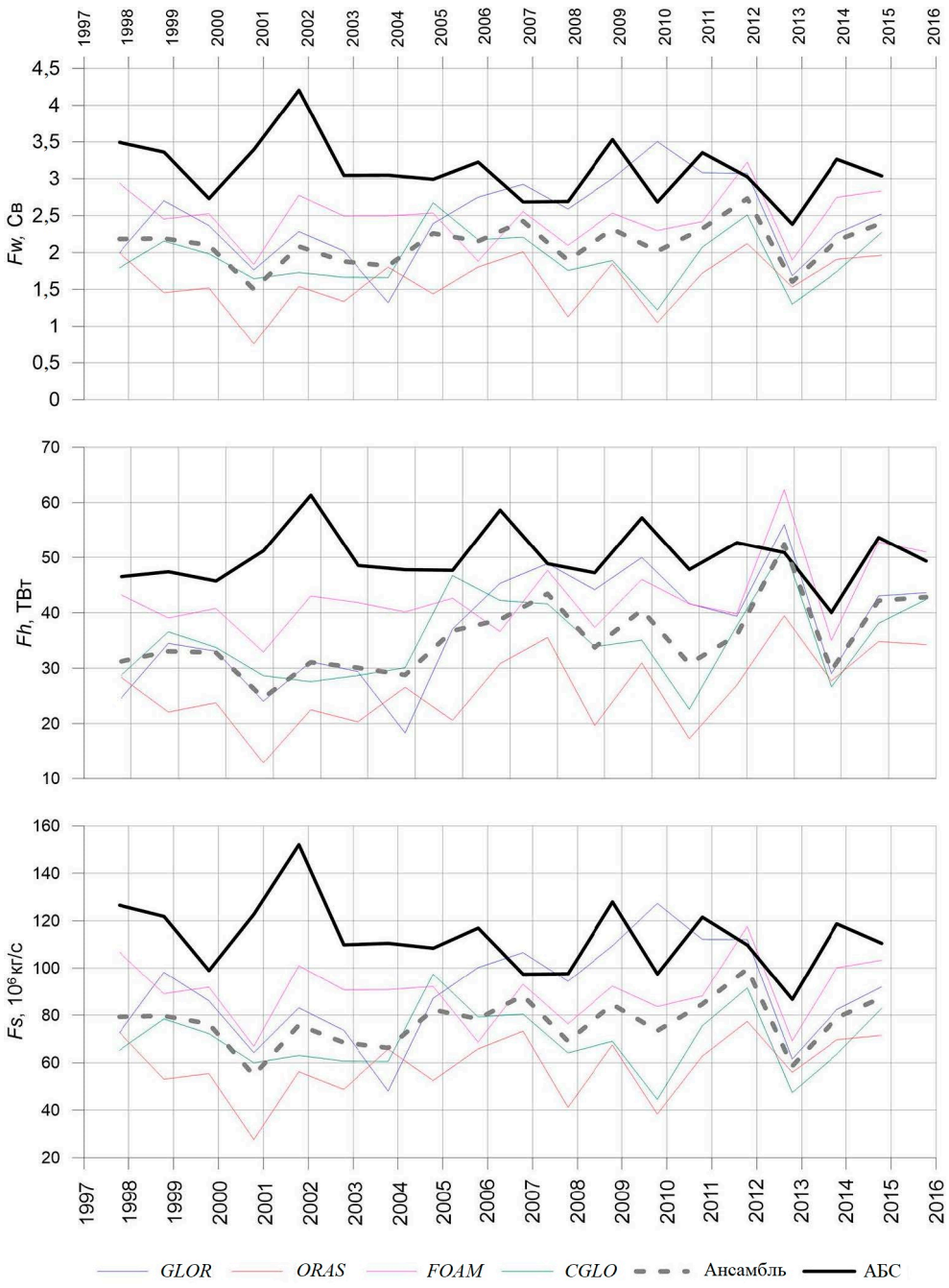


Р и с. 4. Временные серии тепломассопереноса через пролив Фрама по среднемесячным данным
F i g. 4. Time series of heat and mass transport through Fram Strait calculated by the monthly average data



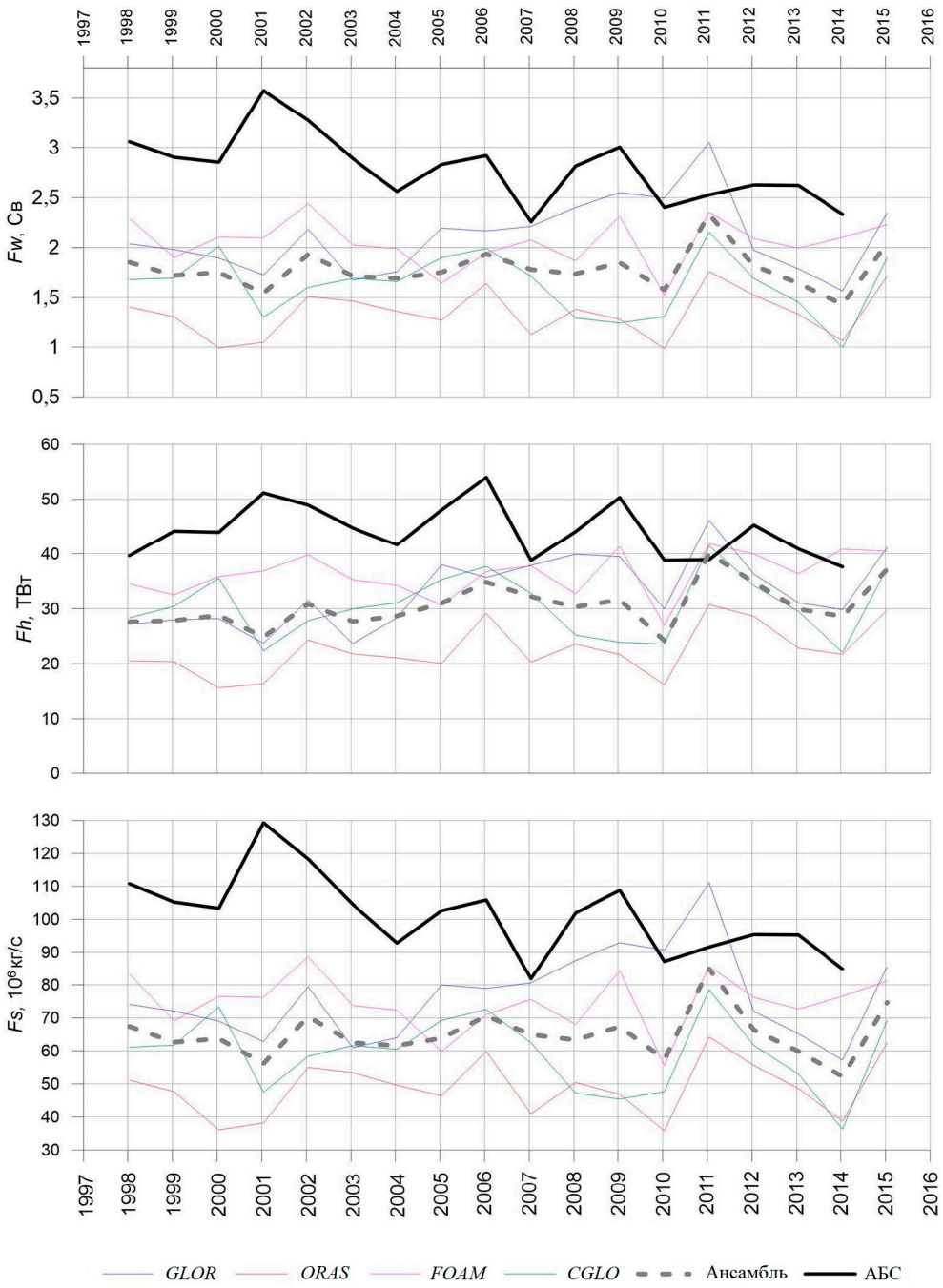
Р и с. 5. Временные серии тепломассопереноса через пролив Фрама по среднесезонным данным (апрель – сентябрь)

F i g. 5. Time series of heat and mass transport through Fram Strait calculated by the seasonal (April – September) average data



Р и с. 6. Временные серии тепломассопереноса через пролив Фрама по среднесезонным данным (октябрь – март)

F i g. 6. Time series of heat and mass transport through Fram Strait calculated by the seasonal (October – March) average data



Р и с. 7. Временные серии тепломассопереносов через пролив Фрама по среднегодовым данным
F i g. 7. Time series of heat and mass transport through Fram Strait calculated by the annual average data

Таблица 2
Table 2

Основные статистические характеристики исследуемых месячных рядов данных
Basic statistical characteristics of the studied monthly series of data

Параметр / Parameter	*GLOR*	*ORAS*	*FOAM*	*CGLO*	Ансамбль / Ensemble	АБС / Mooring
			Fw			
Минимум / Minimum	1,57	0,98	1,53	1,00	1,43	2,26
Максимум / Maximum	3,05	1,76	2,44	2,15	2,33	3,57
Среднее / Average	2,11	1,34	2,05	1,63	1,78	2,79
СКО / Standard deviation	0,37	0,24	0,23	0,31	0,2	0,34
Дисперсия / Dispersion	0,14	0,06	0,05	0,10	0,04	0,12
			Fh			
Минимум / Minimum	24,0	16,0	27,0	22,0	24,0	38,0
Максимум / Maximum	46,0	31,0	42,0	42,0	40,0	54,0
Среднее / Average	33,0	22,0	36,0	30,0	31,0	44,0
СКО / Standard deviation	6,0	5,0	4,0	6,0	4,0	5,0
Дисперсия / Dispersion	36,0	25,0	16,0	36,0	16,0	25,0
			Fs			
Минимум / Minimum	57,0	36,0	56,0	36,0	52,0	82,0
Максимум / Maximum	111,0	64,0	89,0	79,0	85,0	129,0
Среднее / Average	77,0	49,0	75,0	59,0	65,0	101,0
СКО / Standard deviation	14,0	9,0	8,0	11,0	7,0	12,0
Дисперсия / Dispersion	196,0	81,0	64,0	121,0	49,0	144,0

Рассогласованность между данными АБС и реанализами может быть частично объяснена методикой обработки данных измерений. В отличие от реанализов, где нет отсутствующих значений, данные наблюдений не являются непрерывными. Используемые алгоритмы пространственного осреднения могут вносить существенный вклад в качество восстановленного поля. В данном исследовании мы использовали обыкновенный кригинг, который показал удовлетворительные результаты. Кригинг является чувствительным к линейно расположенным данным, а также дубликатам данных. Следует отметить, что

проблема экстраполяции так же остро стоит при обработке данных АБС. Зачастую первый горизонт находится ниже 50 м, а последний не доходит до дна. Для расчета интегральных переносов мы вынуждены использовать фиксированный слой (в данном исследовании – вся толща вод). Для этого первый горизонт измерения экстраполируется на поверхность. Придонные горизонты восстанавливаются с помощью интерполяции (если в округе есть другие наблюдения). Еще одним фактором, объясняющим расхождения в оценках тепломассопереноса, может быть недостаточно точная оценка рециркулирующих вод в проливе Фрама в данных реанализов.

Тепломассопереносы в ядре Атлантических вод

Для оценки того, насколько существенно влияют перечисленные в предыдущем подразделе недостатки данных инструментальных наблюдений и продуктов реанализа на результат сравнения рассчитанных по ним процессов тепломассопереноса, был проведен сравнительный анализ рядов значений тепломассопереноса в ядре АВ (температура выше 2 °C) [10, 21]. Это позволило исключить экстраполяцию данных, повысить качество пространственной интерполяции и не рассматривать рециркуляционные ветви АВ в проливе Фрама. Кроме того, оценка тепломассопереноса в ядре АВ сама по себе представляет фундаментальный научный интерес [11]. Методика расчета интегральных переносов объема, тепла и массы была аналогична описанной выше для всего пролива Фрама. Результаты расчетов представлены в табл. 3.

Из рис. 7 видно, что значения тепломассопереноса внутри Атлантических вод имеют значительно лучшую согласованность. Данные АБС по-прежнему показывают завышенные оценки, но величина невязки не превышает 25 % от ансамблевого среднего. Примечательно, что некоторые реанализы оказались значительно ближе к данным АБС. Так, реанализ *FOAM* всего на 6 % недооценивает средние значения, а *CGLO* – на 15 %. Корреляционный анализ показал, что ансамбль реанализов показывает наилучшую согласованность с данными наблюдений (табл. 4). Если говорить об отдельной модели, то *FOAM* наиболее близко описывает натурные данные. Анализ сезонных данных показал, что в летний сезон реанализы все так же значительно недооценивают тепломассопереносы в атлантических водах. В зимний период наблюдается лучшая согласованность.

Таблица 3
Table 3

Основные статистические характеристики исследуемых среднемесячных рядов данных для атлантических вод
Basic statistical characteristics of the studied monthly series of data for the Atlantic Ocean waters

Параметр / Parameter	*GLOR*	*ORAS*	*FOAM*	*CGLO*	Ансамбль / Ensemble	АБС / Mooring
			Fw			
Минимум / Minimum	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Максимум / Maximum	2,44	2,58	3,20	2,87	2,52	3,59
Среднее / Average	1,02	0,78	1,39	1,25	1,11	1,47
СКО / Standard deviation	0,60	0,52	0,61	0,52	0,45	0,64
Дисперсия / Dispersion	0,36	0,27	0,37	0,27	0,20	0,41
			Fh			
Минимум / Minimum	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Максимум / Maximum	54,0	47,0	69,0	60,0	55,0	87,0
Среднее / Average	21,0	15,0	29,0	26,0	23,0	32,0
СКО / Standard deviation	13,0	11,0	13,0	11,0	10,0	15,0
Дисперсия / Dispersion	169,0	121,0	169,0	121,0	100,0	225,0
			Fs			
Минимум / Minimum	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Максимум / Maximum	89,0	94,0	117,0	105,0	92,0	130,0
Среднее / Average	37,0	28,0	51,0	46,0	40,0	53,0
СКО / Standard deviation	22,0	19,0	22,0	19,0	16,0	23,0
Дисперсия / Dispersion	484,0	361,0	484,0	361,0	256,0	529,0

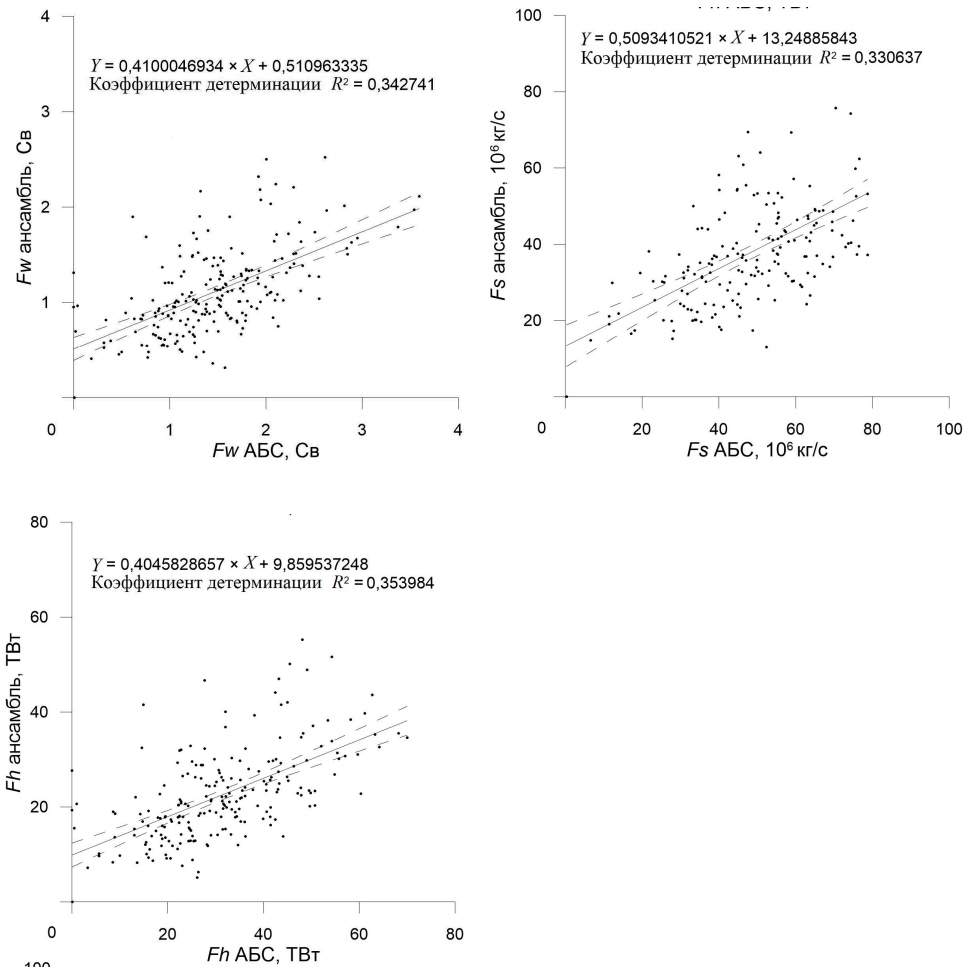
С учетом значительно лучшей согласованности результатов для ядра АВ, были построены уравнения регрессии, связывающие величины тепломассопереноса, рассчитанные по инструментальным наблюдениям и продуктам реанализов для ядра АВ (рис. 8).

Временные серии тепломассопереноса через пролив Фрама по среднемесячным, сезонным, и годовым данным для атлантических вод представлены на рис. 9–12.

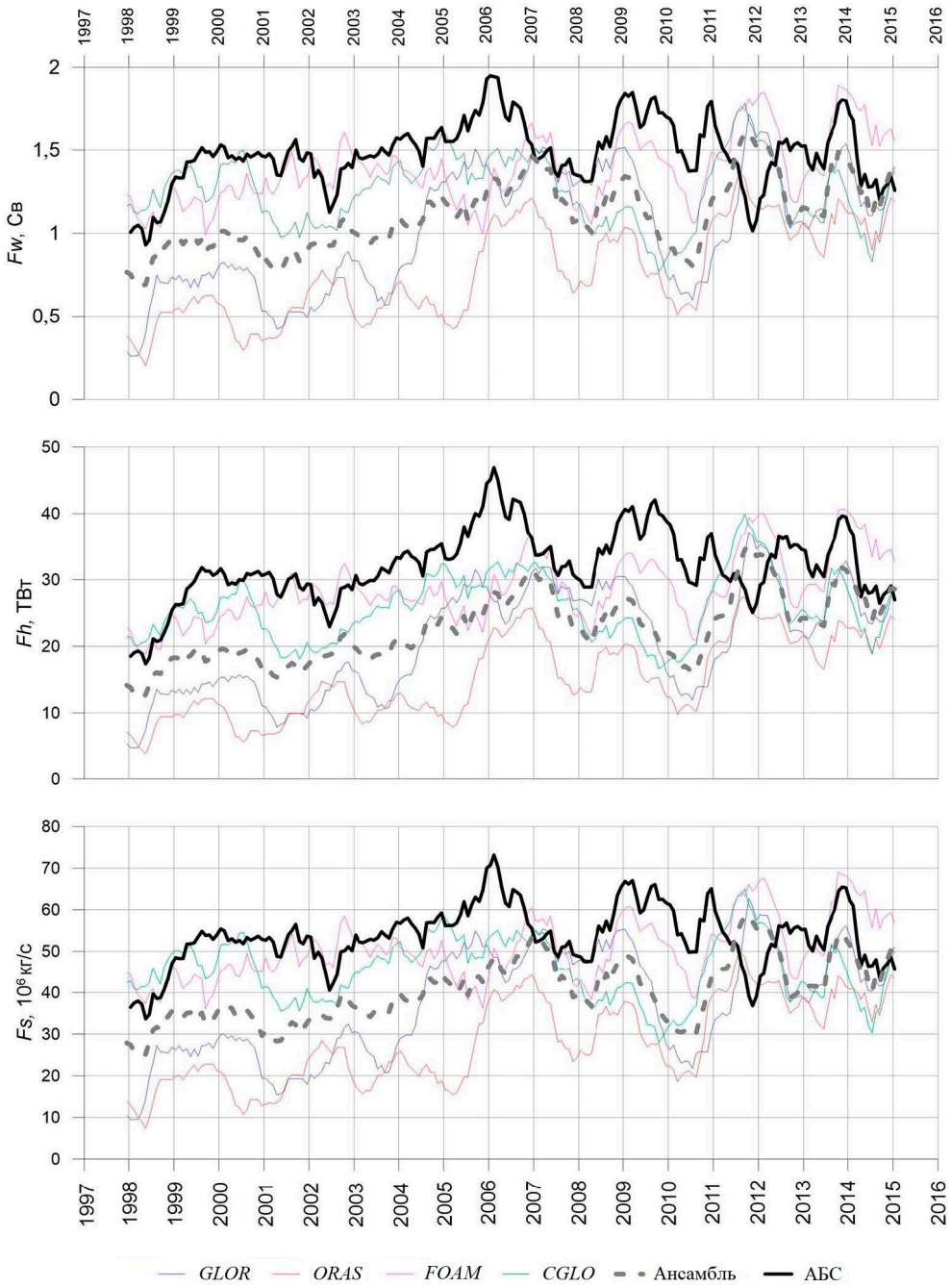
Таблица 4
Table 4

Коэффициенты корреляции среднемесячных данных АБС и реанализов
Correlation coefficients between monthly averaged mooring data and reanalyses

Перенос / Transport	*GLOR*	*ORAS*	*FOAM*	*CGLO*	Ансамбль / Ensemble
F_w	0,37	0,46	0,52	0,50	0,59
F_h	0,47	0,53	0,55	0,51	0,62
F_s	0,37	0,46	0,52	0,50	0,59

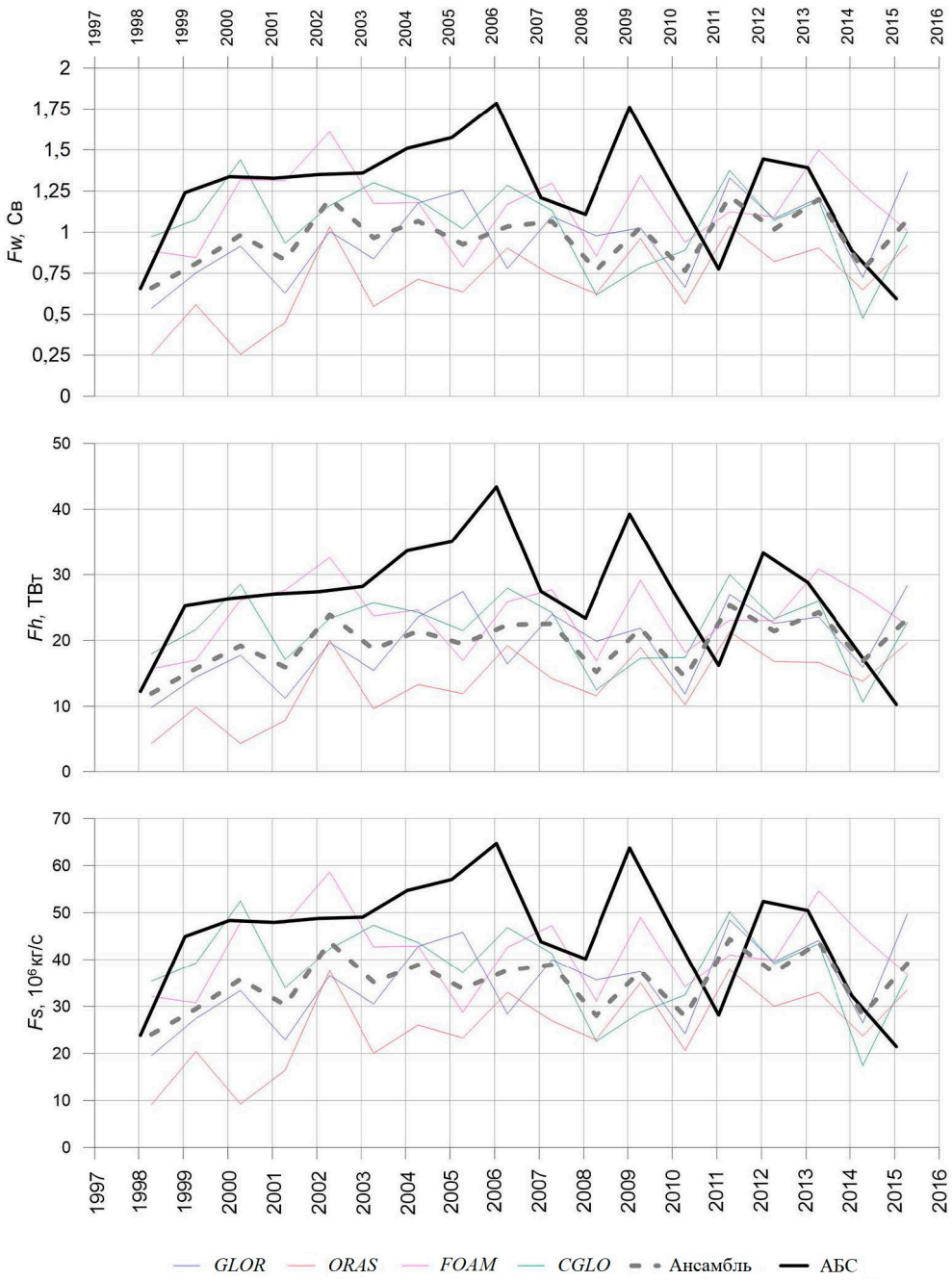


Р и с. 8. Уравнения линейной регрессии между данными АБС и ансамблем моделей
F i g. 8. Equations of linear regression between the mooring data and the model ensemble



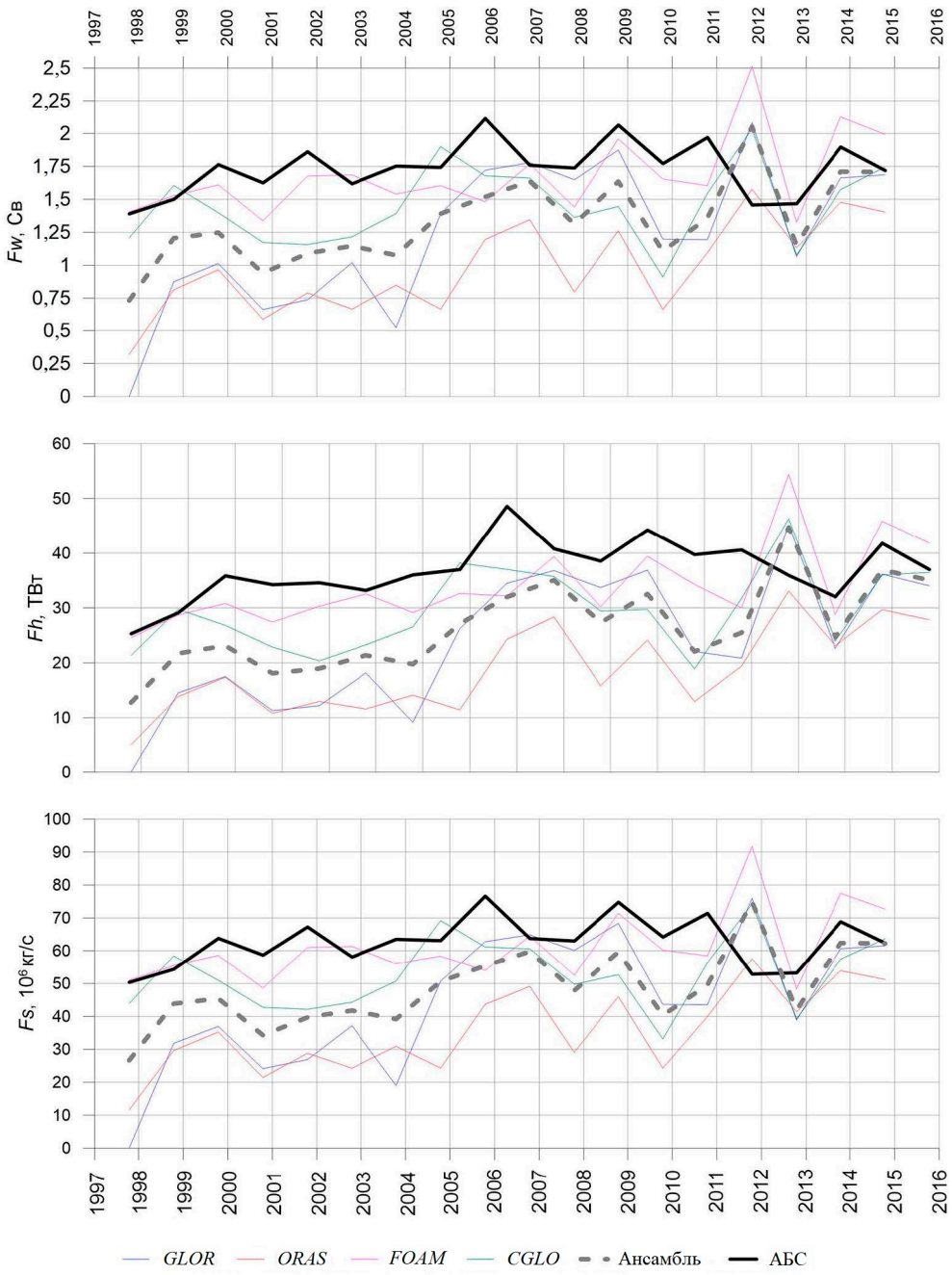
Р и с. 9. Временные серии тепломассопереноса через пролив Фрама по среднемесячным данным для атлантических вод

F i g. 9. Time series of heat and mass transport through Fram Strait calculated by the monthly average data for the Atlantic Ocean waters



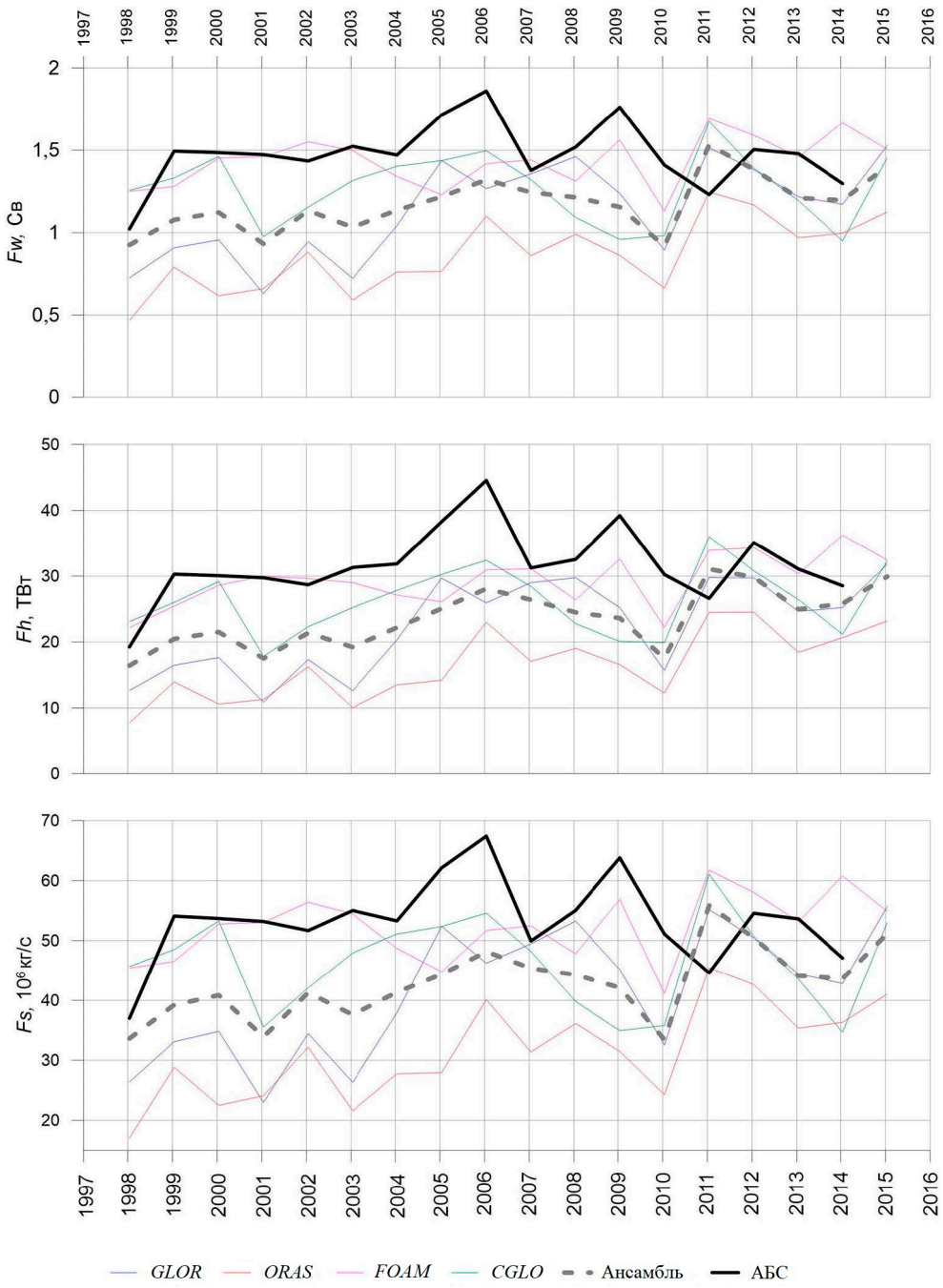
Р и с. 10. Временные серии тепломассопереноса через пролив Фрама за летний сезон (апрель – сентябрь) для атлантических вод

F i g. 10. Time series of heat and mass transport through Fram Strait over a summer season (April – September) for the Atlantic Ocean waters



Р и с. 11. Временные серии тепломассопереноса через пролив Фрама за зимний сезон (октябрь – март) для атлантических вод

F i g. 11. Time series of heat and mass transport through Fram Strait over a winter season (October – March) for the Atlantic Ocean waters



Р и с. 12. Годовые временные серии тепломассопереноса через пролив Фрама для атлантических вод

F i g. 12. Annual time series of heat and mass transport through Fram Strait for the Atlantic Ocean waters

Выводы

В данном исследовании был проведен сравнительный анализ процессов тепломассопереноса в проливе Фрама, рассчитанных по данным натурных наблюдений (АБС *AWI* и *NPI*) и реанализов *GLOR*, *ORAS*, *FOAM* и *CGLO*. Данные АБС были интерполированы в узлы регулярной сетки с помощью обыкновенного кригинга (6,5° з. д. – 8° в. д., 25 м по вертикали).

Сравнение месячных данных показало, что реанализы в целом на 30 % недооценивают переносы объема, тепла и соли. Это может быть связано как с недостатками методов пространственной интерполяции, так и с тем, что модели недостаточно аккуратно оценивают воды рециркуляции.

Дополнительный анализ процессов тепломассопереноса, связанных с атлантическими водами ($T > 2$ °C), показал значительно лучшие результаты. Было выявлено, что ансамбль моделей наилучшим образом описывает изменчивость данных наблюдений. Если говорить об отдельных продуктах, то предпочтение отдается реанализам *FOAM* и *CGLO*, описывающим большую часть временной изменчивости на АБС.

Сравнение сезонных данных выявило, что согласованность в зимний период (октябрь – март) выше, чем в летний (апрель – сентябрь). Это может быть связано как с недостатками реанализов (учет таяния льда), так и с тем, что АБС обычно меняются в летний период, что может приводить к дополнительным ошибкам при объединении временных серий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ribal A., Young I. R.* 33 years of globally calibrated wave height and wind speed data based on altimeter observations // Scientific Data. 2019. Vol. 6. 77. https://doi.org/10.1038/s41597-019-0083-9
2. *Ribal A., Young I. R.* Calibration and cross validation of global ocean wind speed based on scatterometer observations // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2020. Vol. 37, iss. 2. P. 279–297. https://doi.org/10.1175/JTECH-D-19-0119.1
3. World ocean heat content and thermosteric sea level change (0–2000 m), 1955-2010 / S. Levitus [et al.] // Geophysical Research Letters. 2012. Vol. 39, iss. 10. L10603. https://doi.org/10.1029/2012GL051106
4. Evaluation of global monitoring and forecasting systems at Mercator Océan / J.-M. Lellouche [et al.] // Ocean Science. 2013. Vol. 9, iss. 1. P. 57–81. https://doi.org/10.5194/os-9-57-2013
5. Recent updates to the Copernicus Marine Service global ocean monitoring and forecasting real-time 1⁄12° high-resolution system / J.-M. Lellouche [et al.] // Ocean Science. 2018. Vol. 14, iss. 5. P. 1093–1126. https://doi.org/10.5194/os-14-1093-2018
6. *Blindheim J., Østerhus S.* The Nordic Seas, main oceanographic features // The Nordic Seas: an integrated perspective / H. Drange, T. Dokken, T. Furevik, R. Gerdes, W. Berger (eds.). Washington, D. C.: American Geophysical Union, 2005. P. 11–37. https://doi.org/10.1029/158GM03
7. *Тимофеев В. Т.* Водные массы Арктического бассейна. Ленинград : Гидрометиздат, 1960. 191 с.
8. North Atlantic warming: Patterns of long-term trend and multidecadal variability / I. V. Polyakov [et al.] // Climate Dynamics. 2010. Vol. 34, iss. 2-3. P. 439–457. https://doi.org/10.1007/s00382-008-0522-3
9. On climatological mass, heat, and salt transports through the Barents Sea and Fram Strait from a pan-Arctic coupled ice-ocean model simulation / W. Maslowski [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2004. Vol. 109, iss. C3. C03032. https://doi.org/10.1029/2001JC001039

10. Arctic warming through the Fram Strait: Oceanic heat transport from 3 years of measurements / U. Schauer [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2004. Vol. 109, iss. C6. C06026. https://doi.org/10.1029/2003JC001823

11. Variability in Atlantic water temperature and transport at the entrance to the Arctic Ocean, 1997–2010 / A. Beszczynska-Möller [et al.] // ICES Journal of Marine Science. 2012. Vol. 69, iss. 5. P. 852–863. https://doi.org/10.1093/icesjms/fss056

12. *Иванов В. В.* Атлантические воды в Западной Арктике // Опыт системных океанологических исследований в Арктике / под ред. А. П. Лисицына, М. Е. Виноградова, Е. А. Романкевича. Москва : Научный мир, 2001. С. 76–91.

13. *Aagaard K., Coachman L. K. and Carmack E.* On the halocline of the Arctic Ocean // Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers. 1981. Vol. 28, iss. 6. P. 529–545. https://doi.org/10.1016/0198-0149(81)90115-1

14. Results of the first arctic heat open science experiment / K. R. Wood [et al.] // Bulletin of the American Meteorological Society. 2018. Vol. 99, iss. 3. P. 513–520. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0323.1

15. *Carton J. A., Penny S. G., Kalnay E.* Temperature and salinity variability in the SODA3, ECCO4r3, and ORAS5 ocean reanalyses, 1993–2015 // Journal of Climate. 2019. Vol. 32, iss. 8. P. 2277–2293. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0605.1

16. On the variability of stratification in the freshwater-influenced Laptev Sea Region / M. A. Janout [et al.] // Frontiers in Marine Science. 2020. Vol. 7. 543489. https://doi.org/10.3389/fmars.2020.543489

17. Direct measurements of volume transports through Fram Strait / E. Fahrbach [et al.] // Polar Research. 2001. Vol. 20, no. 2. P. 217–224. https://doi.org/10.3402/polar.v20i2.6520

18. Evaluation of global monitoring and forecasting systems at Mercator Océan / J.-M. Lellouche [et al.] // Ocean Science. 2013. Vol. 9, iss. 1. P. 57–81. https://doi.org/10.5194/os-9-57-2013

19. *Wackernagel H.* Ordinary Kriging // Multivariate Geostatistics. Berlin ; Heidelberg : Springer, 1995. P. 74–81. https://doi.org/10.1007/978-3-662-03098-1_11

20. *Кораблев А. А., Пнюшков А. В., Смирнов А. В.* Технология создания баз океанографических данных на примере Северо-Европейского бассейна Арктики // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2008. № 1. С. 89–108. EDN NDSFRN.

21. Impact of recirculation on the East Greenland Current in Fram Strait: Results from moored current meter measurements between 1997 and 2009 / L. De Steur [et al.] // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2014. Vol. 92. P. 26–40. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.05.018

Об авторах:

Смирнов Александр Викторович, старший научный сотрудник, Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (Россия, 199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38), **SPIN-код: 4473-2959, ResearcherID: J-5935-2014, ORCID ID: 0000-0003-3231-7283, Scopus Author ID: 56264603400,** avsmir@aari.ru

Иванов Владимир Владимирович, главный научный сотрудник, Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова (Российская Федерация, 119991, Москва, Ленинские горы, д. 1), Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (Россия, 199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38), **SPIN-код: 9424-7920**

Соколов Андрей Андреевич, ведущий инженер, Центр Ледовой Гидрометеорологической информации, Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (Россия, 199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38), **SPIN-код: 6030-5725**

Научная статья

УДК 551.583
EDN: OWPHHG

Пространственно-временная изменчивость потока скрытого тепла в северо-западной части Тихого океана по данным реанализа *ERA*5

Г. В. Шевченко [1, 2, ✉], **Д. М. Ложкин** [1]

[1] *Сахалинский филиал ФГБНУ ВНИРО* (*«СахНИРО»*), *Южно-Сахалинск, Россия*
[2] *Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия*
✉ *Shevchenko_zhora@mail.ru*

Поступила в редакцию 20.10.2023; одобрена после рецензирования 20.11.2023;
принята к публикации 15.03.2024.

Аннотация
Цель. Цель работы – изучить пространственно-временную изменчивость потока скрытого тепла, одной из важных составляющих теплового баланса, в северо-западной части Тихого океана и дальневосточных морях на основе данных реанализа *ERA*5.
Методы и результаты. Материалом для данной работы послужили данные реанализа *ERA*5 о потоке скрытого тепла в области, ограниченной координатами 42−60° с. ш. и 135–180° в. д., включающей дальневосточные моря и северо-западную часть Тихого океана. Массив среднемесячных значений с разрешением по пространству 1/4° проанализирован с применением стандартных статистических методов. Построены средние многолетние распределения значений потока скрытого тепла для каждого месяца, в каждой пространственной ячейке рассчитаны амплитуды и фазы годовой и полугодовой гармоник, коэффициенты линейного тренда, выполнено разложение по естественным ортогональным функциям. Размах сезонных вариаций значителен в зоне теплых течений, он резко уменьшается на севере изучаемой части Тихого океана, Охотского и Берингова морей. Межгодовые вариации выражены в квазициклических изменениях огибающей по максимальным значениям с периодом около 6 лет. Однонаправленные тенденции в межгодовых вариациях потока скрытого тепла выражены слабо.
Выводы. В сезонных вариациях потока скрытого тепла доминирует годовая цикличность, которая проявляется более всего на юге северо-западной части Тихого океана (область влияния теплого течения Куросио) у япономорского побережья о. Хонсю, в зоне Цусимского течения. Это обусловлено значительным возрастанием испарения в указанных районах в холодный период года, что связано с более резким температурным контрастом, а также влиянием зимнего муссона с сильными и устойчивыми ветрами северо-западного румба, несущими с континента сухой холодный воздух. В теплый период года на некоторых участках изучаемой акватории значения потока скрытого тепла положительны, что указывает на важную роль конденсации водяного пара в районах с высокой облачностью и в зонах квазистационарных апвеллингов.

Ключевые слова: тепловой баланс, поток скрытого тепла, годовой цикл, линейный тренд, естественные ортогональные функции, северо-западная часть Тихого океана

Благодарности: работа выполнена в рамках госзадания ФГБНУ «ВНИРО» по теме «Изучение влияния изменчивости климато-океанологических условий на основные объекты российского рыболовства».

Для цитирования: *Шевченко Г. В.*, *Ложкин Д. М.* Пространственно-временная изменчивость потока скрытого тепла в северо-западной части Тихого океана по данным реанализа ERA5 // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 3. С. 426–437. EDN OWPHHG.

Original article

Spatial and Temporal Variability of a Latent Heat Flux in the Northwest Pacific Ocean Based on the ERA5 Reanalysis Data

G. V. Shevchenko [1, 2, ✉], D. M. Lozhkin [1]

[1] *Sakhalin Branch of the Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*
[2] *Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*
✉ *Shevchenko_zhora@mail.ru*

Abstract
Purpose. The paper is aimed at studying the spatial and temporal variability of a latent heat flux – one of the important components of heat balance in the northwestern Pacific Ocean and the Far Eastern seas based on the *ERA*5 reanalysis data.
Methods and Results. The *ERA*5 reanalysis data on a latent heat flux in the area limited by the coordinates 42−60° N and 135–180° E and including the Far Eastern seas and the northwestern part of the Pacific Ocean constituted the material for the study. The array of monthly averages at a quarter-degree spatial resolution was analyzed using the standard statistical methods. The average long-term distributions of latent heat flux values for each month were constructed; the amplitudes and phases of annual and semi-annual harmonics, and the linear trend coefficients were calculated in each spatial cell, and the decomposition was performed using the empirical orthogonal functions. The range of seasonal variations is significant in the zone of warm currents, and it sharply decreases in the northern part of the area under study in the Pacific Ocean as well as in the Okhotsk and Bering seas. The interannual variations are manifested in the quasi-cyclic changes of the envelope based on the maximum values with a period of about 6 years. The unidirectional trends in the interannual latent heat flux variations are weakly shown.
Conclusions. Among the seasonal variations of a latent heat flux, the annual cyclicity is predominant and the most pronounced in the southern part of the northwestern Pacific Ocean (the area influenced by the warm Kuroshio Current) off the Japan Sea coast of the Honshu Island in the Tsushima Current zone. This is conditioned by a significant evaporation increase in these areas during a cold season that, in its turn, is related to a sharper temperature contrast as well as to the impact of a winter monsoon characterized by the strong and stable northwesterly winds bringing dry, cold air from the continent. In a warm period, in some areas of the studied water area, the latent heat flux values are positive that indicates the important role of water vapor condensation in the areas with high cloudiness and in the zones of quasi-stationary upwellings.

Keywords: heat balance, latent heat flux, annual cycle, linear trend, empirical orthogonal functions, northwest Pacific Ocean

Acknowledgments: The study was carried out within the framework of state assignment of the FSBSI “VNIRO” on theme “Study of influence of variability of climatic and oceanological conditions on the main objects of Russian fisheries”.

For citation: Shevchenko, G.V. and Lozhkin, D.M., 2024. Spatial and Temporal Variability of a Latent Heat Flux in the Northwest Pacific Ocean Based on the ERA5 Reanalysis Data. *Physical Oceanography*, 31(3), pp. 387-397.

Введение

Северо-западная часть Тихого океана (СЗТО) и дальневосточные моря являются зоной активного промысла, осуществляемого российскими рыбопромышленными компаниями Дальневосточного региона. Здесь добывается значительное количество пелагических видов рыб, таких как тихоокеанский

лосось, сайра, дальневосточная сардина. Большинство из этих видов чувствительно к термическим условиям среды их обитания. В условиях изменяющегося климата представляется важным изучение различных факторов, влияющих на температуру поверхностного слоя воды в указанных акваториях, в том числе пространственно-временной изменчивости теплового баланса и его элементов. Одной из важных составляющих этого баланса является поток скрытого тепла (англ. *latent heat flux*, сокр. *LHF*), данные о котором можно получить на нескольких сайтах, представляющих материалы реанализа различных гидрометеорологических параметров.

Под потоком скрытого тепла понимаются его затраты на фазовые переходы при взаимодействии атмосферы и гидросферы − потери в океане при испарении и таянии льда и поступление при конденсации и льдообразовании (поток тепла из атмосферы в океан принято считать положительным, а в обратном направлении – отрицательным) [1]. Причем потери тепла океаном при испарении считаются одной из наиболее важных составляющих теплообмена с приводным слоем атмосферы. На величину этого потока, помимо температуры испаряющей поверхности, существенное влияние оказывают температура и влажность воздуха, а также скорость ветра. Несмотря на важность данного параметра для климатических исследований, пространственно-временная изменчивость потока скрытого тепла в СЗТО редко рассматривается как самостоятельная характеристика. Важные результаты получены в работе [1], хотя в ней больше внимания уделено тропическим областям (как и в работах [2, 3], что указывает на особую роль этой зоны во взаимодействии между атмосферой и океаном) и северо-восточной части Тихого океана. В связи с этим особо отметим исследование потоков явного и скрытого тепла в северо-западной части Японского моря в холодный период года [4]. Информационной основой указанного исследования послужили данные реанализа *NCEP*/*NCAR*, которые позволяют детально анализировать пространственно-временную изменчивость составляющих теплового баланса. В данной работе мы использовали иной источник данных, а именно материалы реанализа *ERA*5, взятые с сайта https://climate.copernicus.eu/climate-reanalysis.

Известно, что в СЗТО в зоне влияния теплого течения Куросио расположена одна из наиболее энергоактивных областей взаимодействия атмосферы и океана, между которыми через границу раздела идет весьма интенсивный теплообмен [5]. В рассматриваемом регионе находятся также дальневосточные моря, в которых значительные потоки тепла обусловлены образованием ледяного покрова и таянием льдов. Интересны межгодовые вариации этих потоков, связанные с процессами глобального потепления.

Целью данной работы было изучить пространственно-временную изменчивость потока скрытого тепла – одной из важных составляющих теплового баланса в северо-западной части Тихого океана и дальневосточных морях – на основе данных реанализа *ERA*5 за 1998−2022 гг.

---

[1] *Будыко М. И.* Тепловой баланс земной поверхности. Л. : Гидрометеоиздат, 1956. 256 с.

Методика и материалы

Материалами для проведения исследований явились данные реанализа *ERA*5 о потоке скрытого тепла над СЗТО и дальневосточными морями за 1998–2022 гг. Все потоки данного продукта рассчитываются по соответствующей модели *ECWMF*, описание которой дано на сайте https://www.ecmwf.int/en/publications/ifs-documentation.

Как отмечалось выше, этот поток (*LHF*) отражает теплообмен, связанный с фазовыми переходами воды в поверхностном слое (испарение, льдообразование, таяние ледяного покрова). Данные приведены в джоулях на квадратный метр, что означает величину потока за месяц через ячейку площадью 1 м^2. Область исследования была ограничена координатами 35°–70° с. ш., 130°–180° в. д., пространственное разрешение данных составляло 1/4°, дискретность по времени – 1 месяц. Основное внимание на данном этапе работы было сосредоточено на особенностях пространственно-временной изменчивости теплового баланса – определяющего фактора формирования термических условий в поверхностном слое океана.

В каждой пространственной ячейке для каждого месяца рассчитаны средние многолетние значения данного параметра, отражающие сезонные изменения потока скрытого тепла. Для определения количественных характеристик сезонных вариаций методом наименьших квадратов (МНК) найдены амплитуды и фазы годовой и полугодовой гармоник. В каждой ячейке с помощью МНК были определены параметры линейного тренда (для каждого месяца и каждого сезона). Для исследования последовательности временных слоев LHF также был использован метод разложения по естественным ортогональным функциям (ЕОФ), этот вид статистического анализа позволяет одновременно изучать основные особенности и сезонных, и межгодовых вариаций. Межгодовая изменчивость изучаемого параметра выражена главным образом (помимо однонаправленных тенденций) в низкочастотной модуляции годового хода, дающего основной вклад во временные функции двух главных мод разложения по ЕОФ.

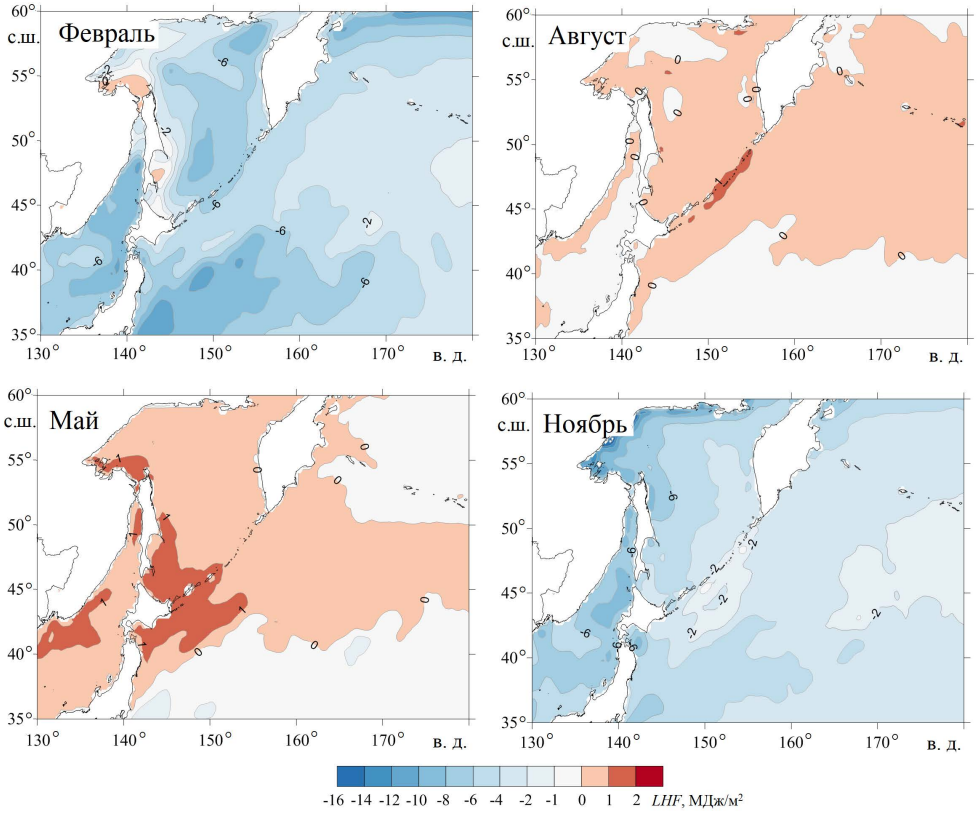
Результаты и обсуждение

Осредненные распределения *LHF* по сезонам. На рис. 1 представлены средние многолетние пространственные распределения *LHF* для различных сезонов года. Для характеристики зимних условий выбран февраль, весенних – май, летних – август и осенних – ноябрь.

Зимой (распределения изучаемого параметра в январе и марте идентичны представленному на рисунке с некоторым уменьшением его значений по абсолютной величине) значения *LHF* отрицательные во всем регионе и имеют наибольшие по модулю значения на южной границе области между 140-м и 150-м меридианами, где теплое течение Куросио отходит от побережья о. Хонсю и приобретает восточное направление (около −25 МДж/м^2). В целом интенсивный поток скрытого тепла характерен для зоны между параллелями 35° и 40° с. ш. как в СЗТО, так и в Японском море, в зоне влияния теплого Цусимского течения, хотя в последнем случае в меньшей степени.

На большей части рассматриваемого региона значения *LHF* колеблются в довольно узких пределах от −6 до −10 МДж/м^2. Наименьшие значения потока

(от 0 до −2 МДж/м^2) – в замерзающих акваториях северо-западной и западной частей Охотского моря и в северной части Татарского пролива (Японское море). Это характерно не только для февраля, когда ледяной покров достигает максимального развития и препятствует теплообмену между атмосферой и океаном, но и для декабря, когда можно было ожидать высокой – интенсивности потока.



Р и с. 1. Средние многолетние пространственные распределения *LHF* в изучаемом регионе
F i g. 1. Average long-term spatial distributions of a *LHF* in the region under study

Весной значения потока скрытого тепла уменьшаются прежде всего в южной части СЗТО (на основной части региона они изменяются незначительно). В мае в юго-западной части Охотского моря и на участке СЗТО, прилегающем к о. Хоккайдо и Южным Курильским островам, *LHF* становится положительным, хотя и имеет малое значение от 0,05 до 0,2 МДж/м^2. Это может быть связано с конденсацией влаги в районах с традиционно высокой облачностью.

В июне область с положительными значениями *LHF* расширяется, она охватывает значительные по площади акватории в районе Курильской островной гряды, а также в северной и западной частях Охотского моря. В июле области с положительными значениями (до 0,5 МДж/м^2) достигают максимальных размеров в Охотском море и в широкой полосе (42°–50° с. ш.), вытянутой

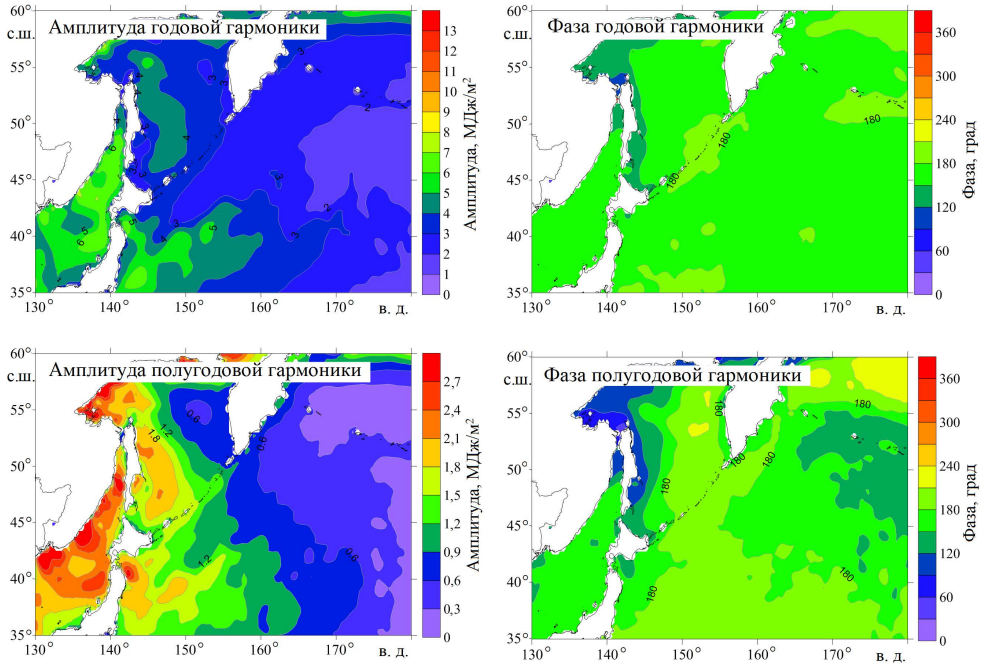
на восток от Курильской гряды до Алеутских островов. На южной границе интенсивность потока скрытого тепла снижается до минимальных значений за год (около −6 МДж/м^2). В августе области с положительными значениями заметно сужаются, они отмечены главным образом в районе квазистационарных апвеллингов в центральной части Курильской гряды, банки Кашеварова, Ямских островов и т. д. В сентябре положительные значения отмечаются только на небольшом участке в районе Средних Курил.

Осенью пространственное распределение *LHF* сходно с зимним, отсутствуют только близкие к нулю значения, отмеченные выше в замерзающих акваториях. Максимальные по абсолютной величине показатели отмечены на южной границе изучаемого региона, причем они возрастали от октября к декабрю и превысили 30 МДж/м^2.

Важно подчеркнуть, что наибольшие значения *LHF* обнаружены осенью и зимой в районах с наиболее высокими значениями температуры поверхности моря (ТПМ), в зоне влияния теплых течений Куросио и Цусимского, что связано с возрастанием температурного контраста между атмосферой и поверхностью океана в холодный период года (аналогичный эффект отмечался и в западной части Баренцева моря, в зоне влияния теплого течения Гольфстрим [6]). В значительной степени это обусловлено действием зимнего муссона, для которого характерны высокие значения скорости ветра, несущего с материка более сухой и холодный воздух, чем приносит летний муссон из центральных областей Тихого океана. Полученные результаты согласуются с выводами работ [5, 7], в которых область к востоку от о. Хонсю отмечена как одна из самых энергоактивных областей атмосферы и океана. Положительные значения параметра в областях квазистационарных апвеллингов также имеют простое физическое объяснение, так как в них может происходить конденсация влаги из-за более низкой температуры поверхности океана.

Гармонический анализ сезонных вариаций. На рис. 2 представлены пространственные распределения амплитуды и фазы годовой и полугодовой гармоник. Амплитуда годового хода обычно характеризует масштаб сезонных вариаций: она принимает высокие значения в акваториях, где эти вариации наиболее интенсивны, и минимальна там, где годовой ход выражен слабо. Из рисунка следует, что сезонные колебания потока скрытого тепла имеют выраженную широтную изменчивость: они максимальны вблизи восточного берега Хонсю и минимальны в северной части изучаемой области, в Беринговом море и на северном шельфе Охотского моря. Несколько иной характер пространственной изменчивости амплитуды в Японском море: здесь максимальные значения отмечены у западного побережья о. Хонсю, в зоне влияния теплого Цусимского течения, а минимальные у берега Приморья. Высокие значения амплитуды годовой гармоники в зоне влияния теплых течений Куросио и Цусимского показывают значительное снижение испарения в этих областях в условиях летнего муссона, характеризующегося более низкими значениями скорости ветра и более высокой влажностью воздуха, по сравнению с зимним. Эти различия не так заметны на средних многолетних распределениях *LHF* для различных сезонов.

Фаза годовой гармоники на основной части изучаемой области (СЗТО, Берингово и восточная часть Охотского моря) колеблется в пределах 150–160° (на 1 месяц приходится 30°, так что полученное значение соответствует максимуму в июле), на акватории Японского моря и в западной части Охотского ее значения уменьшаются до 130–140°, а в северной части Татарского пролива и к северу от о. Сахалин – до 110–120°.

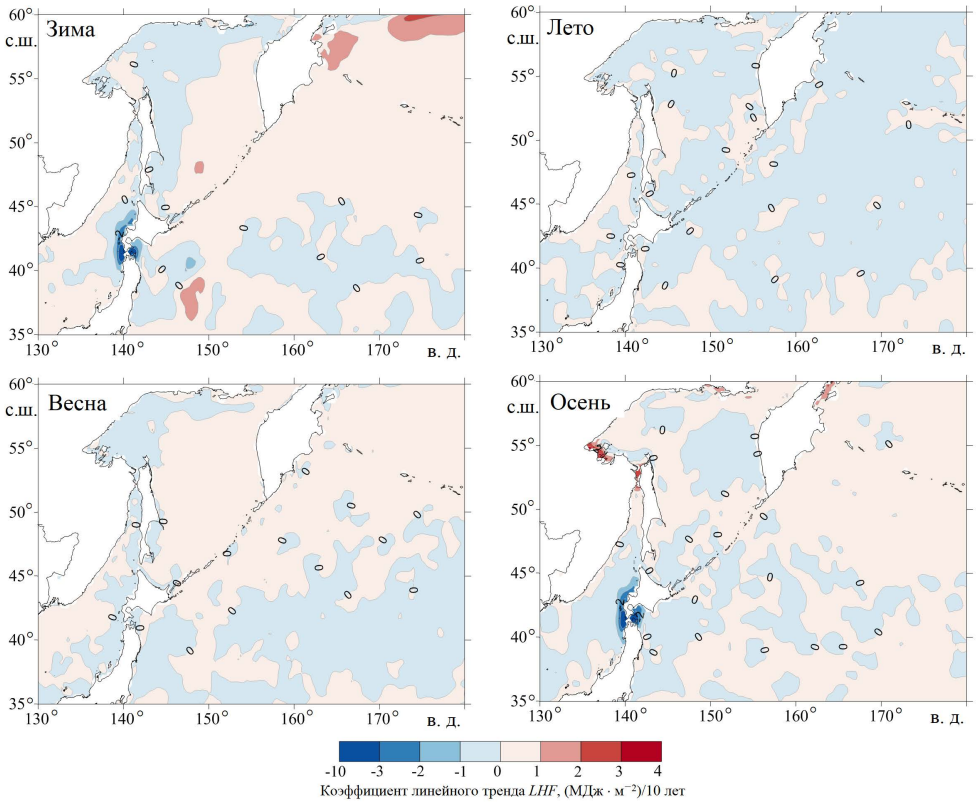


Р и с. 2. Пространственное распределение амплитуд и фаз годовой и полугодовой гармоник *LHF*
F i g. 2. Spatial distribution of amplitudes and phases of the annual and semi-annual *LHF* harmonics

Заметные амплитуды полугодовой составляющей отмечены в районах со сложным характером годового хода, который недостаточно хорошо описывается годовым циклом. К таким акваториям относится северо-западная часть Охотского моря, прибрежные зоны у побережья о-вов Сахалин, Хоккайдо и Хонсю (с восточной стороны).

Коэффициенты линейного тренда. В условиях глобальных изменений климата при изучении гидрометеорологических параметров большое внимание обычно уделяется выявлению однонаправленных тенденций. В этой связи такой анализ был выполнен и для потока скрытого тепла в СЗТО и дальневосточных морях (рис. 3). Зимой и весной отмечена слабо выраженная тенденция к возрастанию потока скрытого тепла в Беринговом море, северной и северо-восточной части СЗТО и в восточной части Охотского моря. В Тихом океане южнее параллели 45° с. ш., в северной части Охотского и Японского морей имеется такая же слабая тенденция к его снижению. Летом на большей части

изучаемой области отмечены незначительные отрицательные тренды. Наиболее интенсивные межгодовые изменения выявлены осенью. Значимые отрицательные тренды обнаружены в районе Сангарского пролива и в целом у берегов Японии, положительные – в Амурском лимане, вблизи Шантарских о-вов и в Тихом океане вдоль южной границы рассматриваемой области. В целом можно отметить сравнительно слабые однонаправленные тенденции в изменениях *LHF* в дальневосточных морях и СЗТО, что указывает на незначительное влияние глобального потепления на межгодовые изменения потока скрытого тепла в данном регионе. Это согласуется с невысокими значениями коэффициентов линейного тренда в вариациях температуры поверхности океана в изучаемом регионе (с разнонаправленными тенденциями в Охотском и Беринговом морях) и приземного атмосферного давления, что указывает на сравнительно слабые изменения в циркуляции атмосферного воздуха [2].

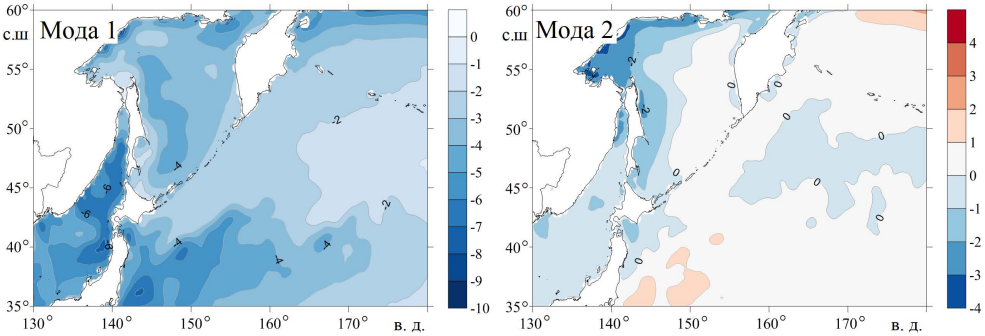


Р и с. 3. Пространственные распределения коэффициентов линейного тренда *LHF* в различные сезоны года

F i g. 3. Spatial distributions of the *LHF* linear trend coefficients in different seasons of a year

[2] *Ложкин Д. М.* Пространственно-временная изменчивость температуры поверхности Охотского моря и прилегающих акваторий по данным спутниковых наблюдений и реанализа ERA5 : дисс. … канд. ф.-м. наук. Южно-Сахалинск : СахНИРО, 2022. 159 с.

Разложение *LHF* по ЕОФ. Для детального изучения пространственно-временной изменчивости гидрометеорологических полей часто используют метод разложения по ЕОФ [8]. На рис. 4 приведены пространственные функции первых двух мод разложения последовательности временных слоев *LHF* по данной методике. Первая мода является основной, на нее приходится 94,5 % общей дисперсии параметра. Ее пространственное распределение (все значения отрицательные, полагались безразмерными) имеет достаточно простой характер, значения ~ −5 отмечены на обширных акваториях северо-восточной части СЗТО, в Беринговом море, в восточной и центральной частях Охотского моря. На северо-западе последнего выявлены наименьшие по абсолютной величине значения от −2 до −3, а наибольшие отмечены в Японском море у западного побережья Японии (от −10 до −12) и на юге рассматриваемой части СЗТО (до −20 у восточного побережья Хонсю).



Р и с. 4. Пространственное распределение первых двух мод разложения последовательности временных слоев *LHF* по ЕОФ

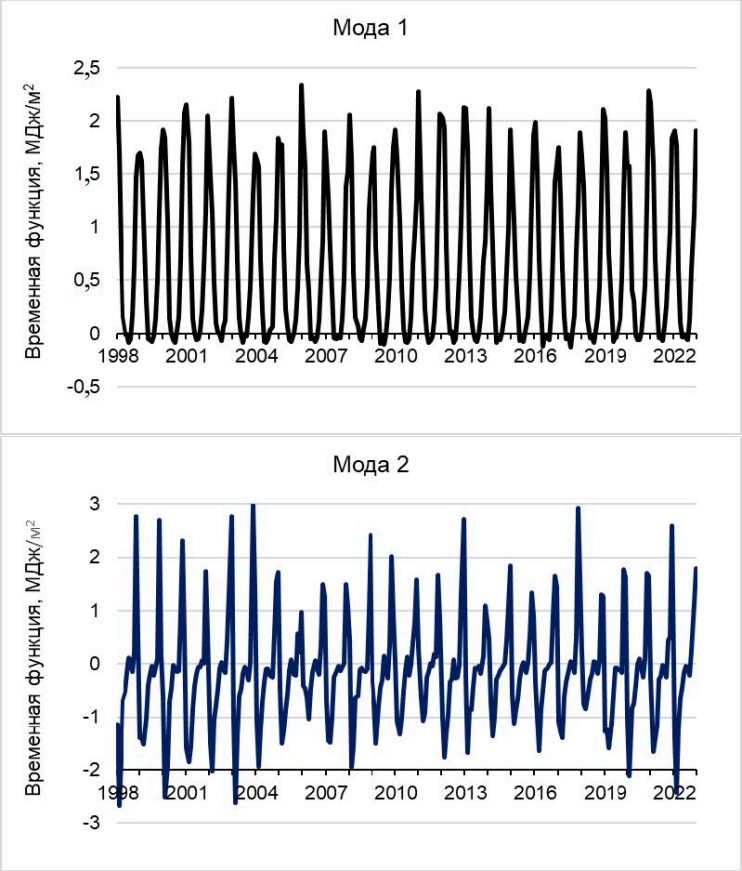
F i g. 4. Spatial distribution of the first two modes of decomposition of a sequence of the *LHF* time layers using EOF

Временная функция главной моды (рис. 5) имеет выраженный годовой ход с максимальными значениями в декабре и январе (чуть больше и чуть меньше 1,5 МДж/м^2) и минимальными в июле и июне (около 0,2 МДж/м^2). Она хорошо описывается годовой гармоникой с амплитудой 0,7 МДж/м^2 и фазой 334°, что отвечает отмеченному выше максимуму в декабре. Для нее характерна низкочастотная модуляция, наиболее выраженная для зимних максимумов, с периодом около 6 лет. Заметно выделяются наибольшие значения функции в декабре 2020 (1,84 МДж/м^2) и 2005 гг. (1,79 МДж/м^2).

В целом пространственное распределение и временная функция этой моды выявляют наиболее общие закономерности распределения *LHF*: наличие областей с наиболее интенсивным испарением в холодный период года в зонах влияния теплых течений Куросио и Цусимского и низкие значения *LHF* в северной части изучаемого региона, в том числе в замерзающих акваториях.

Распределение пространственной функции второй моды (на ее долю приходится 1,4 % дисперсии *LHF*) имеет существенно более сложный характер. Она характеризует вариации параметра, не являющиеся синфазными, которые описываются рассмотренной выше первой модой. Поэтому она имеет узловую

линию, разделяющую зоны с противоположным знаком. Область с положительными значениями занимает часть СЗТО к югу от параллели 45° с. ш. с максимумами вблизи восточного берега Хонсю (~ 2). Положительные значения функции выявлены также на восточном участке рассматриваемой акватории Берингова моря и в узкой полосе вблизи Средних Курил. На остальной части СЗТО (к северу от 45-й параллели) и на акватории дальневосточных морей пространственная функция отрицательная, максимальные по абсолютной величине значения отмечены в западной части Охотского и в Японском море (от −1 до −2), экстремальные величины обнаружены на небольшом участке у южного побережья Хоккайдо (~−3).



Р и с. 5. Вариации временных функций первой (*сверху*) и второй (*снизу*) мод разложения последовательности временных слоев *LHF* по ЕОФ
F i g. 5. Variations in time functions of the first (*top*) and second (*bottom*) modes of decomposition of a sequence of the *LHF* time layers using EOF

Временная функция этой моды описывается комбинацией годовой и полугодовой гармоник с амплитудами около 1 и 0,4 МДж/м^2. Усредненный годовой ход этой функции характеризуется максимальными значениями в ноябре (1,3 МДж/м^2) и октябре (1,1 МДж/м^2) и минимальными в апреле и мае

(−1,1 МДж/м^2). Это означает, что осенью вторая мода обеспечивает положительную поправку к основной компоненте в южной части рассматриваемого региона и отрицательную на северном и особенно на его северо-западном участках. Весной наблюдается вклад данной моды противоположного характера. Межгодовая изменчивость временной функции второй моды более значительна по сравнению с первой и не носит регулярного характера.

Заключение

В результате анализа массива среднемесячных значений потока скрытого тепла за 1998–2022 гг. получены следующие характеристики пространственно-временной изменчивости данного параметра.

В холодный период года (осень и зима) значения *LHF* повсеместно отрицательные и достигают наибольших по абсолютной величине значений в зоне влияния теплых течений Куросио и Цусимское. Это обусловлено влиянием зимнего муссона, характеризующегося устойчивыми и сильными ветрами северо-западного и близких к нему румбов, несущими с материка холодный сухой воздух. В северной части изучаемого района, в том числе в замерзающих акваториях, поток скрытого тепла незначителен.

В теплый период года в зонах теплых течений значения *LHF* существенно уменьшаются по абсолютной величине, что, вероятно, обусловлено ветрами летнего муссона, для которых характерны сравнительно небольшие скорости и высокая влажность воздушного потока. При этом в ряде областей поток скрытого тепла положительный, хотя и небольшой по величине. Это указывает на важную роль конденсации в районах с высокой облачностью и в зонах квазистационарных апвеллингов.

Расчет амплитуд годовой гармоники показал, что размах сезонных вариаций наиболее велик в зоне теплых течений и резко уменьшается в северной части СЗТО и Охотского моря, а также на акватории Берингова моря. Эта составляющая с амплитудой 0,7 МДж/м^2, с высокими значениями в декабре и январе (около 1,5 МДж/м^2) и минимальными в июле и июне (0,2 МДж/м^2) играет главную роль в вариациях временной функции главной моды ЕОФ). Межгодовые вариации выражены в квазициклических изменениях огибающей по максимальным значениям с периодом около шести лет. Однонаправленные тенденции в межгодовых вариациях *LHF* выражены слабо.

Полученные результаты могут использоваться при изучении изменчивости термических условий в поверхностном слое воды в СЗТО и дальневосточных морях для совершенствования прогнозов сроков и условий нагульных и нерестовых миграций тихоокеанских лососей, а также других видов пелагических рыб.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Пономарев В. И., Петрова В. А., Дмитриева Е. В.* Климатическая изменчивость составляющих теплового баланса поверхности северной части Тихого океана // Известия ТИНРО. 2012. Т. 169. С. 67−76. EDN PBUNYL.

2. The impact of satellite winds and latent heat fluxes in a numerical simulation of the tropical Pacific Ocean / L.-H. Ayina [et al.] // Journal of Climate. 2006. Vol. 19, iss. 22. P. 5889–5902. https://doi.org/10.1175/JCLI3939.1

3. *Wang Yu., Wu R.* Factors of boreal summer latent heat flux variations over the tropical western North Pacific // Climate Dynamics. 2021. Vol. 57, iss. 9–10. P. 2753–2765. https://doi.org/10.1007/s00382-021-05835-4

4. *Пичугин М.К., Пономарев В.И.* Изменчивость потоков явного и скрытого тепла в северо-западной части Японского моря в холодный период года // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. 2013. № 6. С. 22–29. EDN THYCSJ.

5. *Лаппо С. С., Гулев С. К., Рождественский А. Е.* Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан – атмосфера и энергоактивные области Мирового океана. Л. : Гидрометеоиздат, 1990. 336 с.

6. *Суркова Г. В., Романенко В. А.* Сезонные и многолетние изменения турбулентных потоков тепла между морем и атмосферой в западном секторе Российской Арктики // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2021. № 4. С. 74–82. EDN XXHJUS.

7. *Власова Г. А., Полякова А. М.* Энергоактивная зона океана и атмосферы в северо-западной Пацифике // Известия Российского государственного педагогического университета им. А. И. Герцена. 2013. № 163. С. 128–140. EDN RTEPKT.

8. *Багров Н. А.* Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих // Труды Центрального института прогнозов. 1959. Вып. 74. С. 3–24.

Об авторах:

Шевченко Георгий Владимирович, зав. лабораторией океанографии, Сахалинский филиал Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО) (693023, Россия, Южно-Сахалинск, ул. Комсомольская, д. 196), ведущий научный сотрудник лаборатории цунами, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН (693023, Россия, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0003-0785-4618**, **SPIN-код: 8230-2974**, shevchenko_zhora@mail.ru

Ложкин Дмитрий Михайлович, ведущий научный сотрудник лаборатории океанографии, Сахалинский филиал Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО) (693023, Россия, Южно-Сахалинск, ул. Комсомольская, д. 196), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-7073-681X**, **SPIN-код: 3963-3200**

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬЫЕ И ЭКСПЕДИЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Научная статья

УДК 556:57.045
EDN: UGRJUT

Динамика концентрации биогенных элементов в водах реки Черной (Крымский полуостров) в 2015–2020 годах

М. А. Мыслина ✉, А. В. Вареник, Д. В. Тарасевич

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

Поступила в редакцию 29.11.2023; одобрена после рецензирования 12.12.2023;
принята к публикации 15.03.2024.

Аннотация
Цель. Оценена внутри- и межгодовая динамика концентрации биогенных элементов (соединений неорганического азота, фосфатов и кремнекислоты) в водах реки Черной.
Методы и результаты. Использованы данные ежеквартального мониторинга гидрохимических характеристик вод нижнего течения реки Черной и Чернореченского водохранилища, проводимого Морским гидрофизическим институтом РАН в 2015–2020 гг. С использованием полученных данных изучено распределение концентрации соединений неорганического азота, фосфатов и кремнекислоты в водах реки Черной в исследуемый период, его сезонное и межгодовое изменение. По сравнению с периодом с 2010 по 2014 г., в 2015–2020 гг. поступление аммонийного азота увеличилось в среднем в 2,7 раза. Среднемноголетний вынос неорганического азота с водами реки Черной составил 32,46 т/год в период с 2010 по 2014 г. и 27,8 т/год в 2015–2020 гг., фосфатов и кремнекислоты – 0,23 и 57,93 т/год в 2010–2014 гг., 0,18 и 62,21 т/год в 2015–2020 гг.
Выводы. Рост концентраций всех рассматриваемых биогенных элементов отмечался на станциях, расположенных вблизи сел в Байдарской долине и наиболее подверженных антропогенному воздействию, а также в районе водовыпуска агрофирмы «Севагросоюз», что может указывать на поступление минеральных удобрений в воды реки. Содержание неорганических форм биогенных элементов в водах реки Черной в современный период возросло по сравнению с периодом до 2014 г., что указывает на необходимость обсуждающегося на протяжении последнего десятилетия строительства системы канализования и очистки сточных вод предприятий и жилой застройки Байдарской долины.

Ключевые слова: река Черная, Крымский полуостров, биогенные элементы, неорганический азот, фосфаты, кремнекислота, антропогенное воздействие

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ 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».

Для цитирования: *Мыслина М. А.*, *Вареник А. В.*, *Тарасевич Д. В.* Динамика концентрации биогенных элементов в водах реки Черной (Крымский полуостров) в 2015–2020 годах // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 3. С. 438–449. EDN UGRJUT.

.

Original article

Dynamics of Nutrients Concentration in the Chernaya River Waters (Crimean Peninsula) in 2015–2020

M. A. Myslina ✉, A. V. Varenik, D. V. Tarasevich

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

Abstract
Purpose. The study is purposed at assessing the intra- and interannual dynamics of nutrients concentration (compounds of inorganic nitrogen, phosphorus and silicon) in the Chernaya River waters.
Methods and Results. The quarterly monitoring data on the water hydrochemical characteristics in the lower reaches of the Chernaya River and in the Chernorechenskoe reservoir obtained by Marine Hydrophysical Institute of RAS in 2015–2020 were used. The data obtained made it possible to study the distribution of inorganic nitrogen, phosphorus and silicon compound concentrations in the Chernaya River waters during the period under study as well as its seasonal and interannual changes. As compared to 2010–2014, the ammonia nitrogen levels in 2015–2020 increased on average by 2.7 times. The mean long-term inorganic nitrogen outflow with the Chernaya River waters was 32.46 t/year in 2010–2014 and 27.8 t/year in 2015–2020, phosphorus and silicon – 0.23 and 57.93 t/year in 2010–2014 and 0.18 and 62.21 t/year in 2015–2020, respectively.
Conclusions. An increase in concentrations of all the nutrients under consideration was observed at the stations located near the villages in the Baydar Valley and hence, most susceptible to the anthropogenic impact, as well as in the area of water outlet of the *Sevagrosoyuz* agricultural firm, that can testify to the inflow of mineral fertilizers to the river waters. Recently the content of nutrients inorganic forms in the Chernaya River waters has increased as compared to the period before 2014, indicating the discussed over the past decade necessity in constructing a sewerage and wastewater treatment system both for the enterprises and the residential development of the Baydar Valley.

Keywords: Chernaya River, Crimean Peninsula, nutrients, inorganic nitrogen, phosphorus, silicon, anthropogenic pressure

Acknowledgements: The study was carried out within the framework of state assignment of FSBSI FRC MHI on theme FNNN 2024-0001 “Fundamental studies of the processes determining the flows of matter and energy in marine environment and at its boundaries, the state and evolution of physical and biogeochemical structure of marine systems in modern conditions”.

For citation: Myslina, M.A., Varenik, A.V. and Tarasevich, D.V., 2024. Dynamics of Nutrients Concentration in the Chernaya River Waters (Crimean Peninsula) in 2015–2020. *Physical Oceanography*, 31(3), pp. 398-408.

Введение

Река Черная является одной из основных рек Севастопольского региона, второй по полноводности на Крымском полуострове, которая, в отличие от других рек, почти никогда не пересыхает. Ее протяженность 41 км, площадь водосбора 436 км, а среднемесячный расход – 1,82–1,94 м^3/с [1]. Река берет свое начало из Скельского источника, возле пос. Родниковое (Родниковское). Река Черная относится к типу рек с паводковым режимом. В нее впадает 11 притоков [1]. Река Черная – не только основной поверхностный источник водоснабжения г. Севастополя, но и единственный постоянный водоток, который разгружает свои воды в Севастопольскую бухту [2, 3].

[1] URL: https://sev.gov.ru/files/iblock/a38/gosdoklad_Sev_2015.pdf (дата обращения: 16.05.2024).

Внутригодовое распределение стока р. Черной определяется характером питания реки и климатическими условиями. На крымских реках паводки происходят преимущественно в зимне-весенний период, с ноября – декабря по апрель, что связано с прохождением средиземноморских циклонов. Минимальный сток наблюдается в августе – сентябре вследствие уменьшения количества или полного отсутствия атмосферных осадков и истощения подземного стока [4].

Известно, что повышение уровня загрязненности стока рек может приводить к росту концентрации и аккумуляции биогенных и загрязняющих веществ в устьевой части рек, а также в прилегающей прибрежной зоне моря [5]. В целом распределение среднего содержания биогенных веществ вдоль русла рек отражает влияние природно-антропогенных факторов на формирование химического состава речных вод [6]. Средний уровень содержания неорганических соединений азота и фосфора в реках, протекающих вблизи населенных пунктов, может быть значительно выше содержания этих соединений в больших и малых реках, сток которых формируется в естественных условиях. Достаточно высокие концентрации неорганических соединений азота и фосфора наблюдаются и в реках с сильно заболоченными водосборами [6].

В работе [2] выделено несколько основных факторов, влияющих на уровень загрязнения реки Черной: загрязнение водосборной площади реки и ее притоков, высокая мутность воды во время паводков, а также загрязнение воды Чернореченского водохранилища. Авторы данной работы полагают, что источники загрязнения имеют антропогенный характер, обусловленный наличием на площади водосбора р. Черной прудов, которые используются не только как регуляторы водного стока, но и как пруды-накопители сточных вод [2].

Наибольшее антропогенное воздействие на р. Черную оказывает агломерация Севастополя с плотностью населения ~ 5 000 человек на 1 км^2 (по состоянию на 2013 г.). При этом с 2014 г. население региона увеличилось почти в два раза, что вызвало в последние пять лет увеличение доли сброса неочищенных сточных вод в общем объеме стоков на 8 % [7]. Загрязнение реки происходит в результате поступления дренажных вод с сельскохозяйственных полей и приусадебных участков, сбросов хозяйственно-бытовых сточных вод по сетям коммунального предприятия «Севгорводоканал» и неорганизованных сбросов, а также с ливневым стоком [8, 9]. В работе [10] Е. И. Овсяного с соавторами отмечено, что загрязнение вод р. Черной в среднем течении происходило в результате сброса неочищенных сточных вод из села Орлиное в р. Байдарку, а также вследствие отсутствия канализации в ближайших населенных пунктах. В районе пос. Сахарная Головка (нижнее течение реки) периодически осуществлялся сброс условно-чистых сточных вод, что приводило к загрязнению подземных водоносных горизонтов и попаданию загрязняющих веществ в реку с поверхностно-склоновым стоком [10].

---

[2] Поверхностные водные объекты Крыма. Управление и использование водных ресурсов: справочник / А. А. Лисовский [и др.]; под ред. А. А. Лисовского. Симферополь : КРП «Издательство «Крымучпедгис», 2011. 242 с.

Исходя из вышесказанного, изучение содержания биогенных элементов в водах реки Черной, его внутри- и межгодового изменения является актуальным с точки зрения оценки экологического и рекреационного потенциала как непосредственно реки, так и Севастопольской бухты. Целью данной работы является изучение внутри- и межгодовой динамики концентрации биогенных элементов в водах р. Черной.

Методы и материалы

Район отбора проб. В ходе выполнения мониторинга состояния загрязнения вод р. Черной и Чернореченского водохранилища с 2010 по 2014 г. отобрана 551 проба, а в период 2015–2020 гг. – 787 проб речной воды для определения содержания в них соединений неорганического азота, неорганического фосфора и кремнекислоты. Экспедиционные работы проводились ежеквартально и являлись частью работ государственного задания Морского гидрофизического института (МГИ) РАН (рис. 1).

Р и с. 1. Расположение станций многолетнего мониторинга р. Черной: ст. *0* – зеркало водохранилища над водозабором; ст. *1* – водозабор под водохранилищем; ст. *2* – р. Байдарка, бывший ставок; ст. *3* – водопропускная труба под автомобильной дорогой в с. Озерное; ст. *4* – р. Уркуста (приток от ставка с. Передовое); ст. *5* – автомост с. Озерное – с. Передовое; ст. *6* – гидропост у Красной скалы; ст. *7* – гидропост у с. Хмельницкое; ст. *8* – автомост у с. Штурмовое; ст. *9* – ж/д мост у Инкермана; ст. *10* – автомост у Инкермана

F i g. 1. Location of long-term monitoring stations of the Chernaya River: station *0* – reservoir mirror above the water intake; station *1* – water intake under the reservoir; station *2* – Baydarka River, former pond; station *3* – culvert under the road in the Ozernoe village; station *4* – the Urkusta River (tributary from the pond in the Peredovoye village); station *5* – automobile bridge between the villages Ozernoye and Peredovoe; station *6* – gauging station at the Red Rock; station *7* – gauging station by the Khmelnitskoe village; station *8* – automobile bridge by the Shturmovoe village; station *9* – railway bridge near Inkerman; station *10* – automobile bridge near Inkerman

Для оценки изменения степени антропогенного воздействия на динамику содержания биогенных элементов в водах р. Черной был также рассмотрен период 2010–2014 гг., т. е. до активного освоения земель в Байдарской долине.

Методы химического анализа. Концентрация суммы нитратов и нитритов определялась спектрофотометрическим методом (РД 52.10.243-92) на автоматическом проточном многоканальном анализаторе биогенных элементов *Scalar San*$^{++}$ (Нидерланды). Метод основан на восстановлении нитратов до нитритов через омедненный кадмиевый редуктор. При минимальной определяемой концентрации суммы нитратов и нитритов 0,36 мкмоль/л погрешность составляет ±0,20 мкмоль/л. Содержание ионов аммония определялось модифицированным спектрофотометрическим методом Сэджи – Солорзано [11], основанным на фенолгипохлоритной реакции с образованием индофенола в диапазоне концентраций 0,1–15,0 мкмоль/л с погрешностью σ, равной ±12 %. Концентрация фосфатов определялась спектрофотометрическим методом, основанным на образовании голубого фосфорномолибденового комплекса с диапазоном измерения концентраций 0,05–100,0 мкмоль/л, максимальная погрешность метода ±15 % (РД 52.10.243-92). Концентрация кремнекислоты определялась спектрофотометрическим методом (РД 52.10.243-92), основанным на образовании голубого кремнемолибденового комплекса, с диапазоном определяемых концентраций 0,05–80,0 мкмоль/л. Погрешность метода составляет от 3 до 20 %.

Результаты

Основными формами азота в исследуемый период являлись аммонийный (NH_4^+) и нитратный (NO_3^-) азот. Их вклад в общее содержание соединений неорганического азота в водах р. Черной составил 9,97 и 87,51 % соответственно. Нитриты, как промежуточный элемент окисления аммония до нитратов, обнаруживались в намного более низких концентрациях, поэтому в работе рассматривается концентрация суммы нитратов и нитритов (окисленный азот, NO_2^- + + NO_3^-). Некоторые статистические характеристики концентраций определяемых элементов представлены в табл. 1 и 2.

Содержание аммонийного азота в водах р. Черной в период 2015–2020 гг. изменялось в пределах от 0,00 до 161,58 мкмоль/л. Максимальная концентрация была определена в апреле 2018 г. у железнодорожного моста в Инкермане (ст. *9*).

Концентрации суммы нитратов и нитритов изменялись в диапазоне 5,41–499,76 мкмоль/л, максимальное содержание окисленного азота было определено в апреле 2018 года также на ст. *9*.

Таблица 1
Table 1

Концентрация биогенных элементов, мкмоль/л, в водах р. Черной в 2015–2020 гг.
Concentration of nutrients, µmol/l, in the Chernaya River waters in 2015–2020

Характеристика / Characteristic	NH_4^+	NO_2^-+NO_3^-	SiO_3^{2-}	PO_4^{3-}
C_{min}	0,00	5,41	1,61	0,00
C_{max}	161,58	499,76	256,85	13,12
Медиана / Median	3,14	31,32	38,75	0,10
Стандартное отклонение / Standard deviation	11,92	47,36	42,75	1,49

Диапазон изменения концентрации фосфатов (PO_4^{3-}) в водах реки составлял 0,00–13,12 мкмоль/л. Максимальное их содержание было зафиксировано в августе 2020 г. на ст. *9*. При этом в сентябре 2015 г. концентрация фосфатов на этой станции также была высокой и составляла 11,34 мкмоль/л.

Максимальное содержание кремнекислоты (SiO_3^{2-}) в 2015–2020 гг. отмечалось в сентябре 2016 г. в притоке р. Уркусты (ст. *4*) и в ноябре 2017 г. в районе гидропоста у Красной Скалы (ст. *6*), концентрации достигали 256,85 и 201,90 мкмоль/л соответственно. В целом диапазон изменения концентрации в этот период исследования составлял 1,61–256,85 мкмоль/л.

В 2010–2014 гг. медианное содержание аммонийного азота и кремнекислоты было ниже, чем в 2015–2020 гг. (табл. 2). Диапазон изменения концентрации аммонийного азота составлял 0,00–30,46 мкмоль/л, кремнекислоты 0,99–308,15 мкмоль/л.

Таблица 2
Table 2

Концентрация биогенных элементов, мкмоль/л, в водах р. Черной в 2010–2014 гг.
Concentration of nutrients, µmol/l, in the Chernaya River waters in 2010–2014

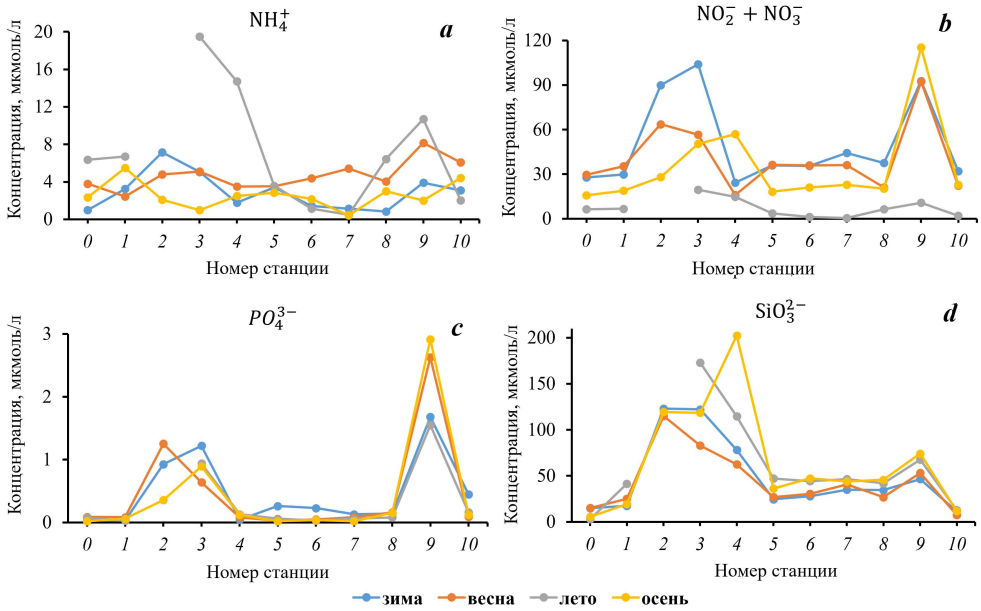
Характеристика / Characteristic	NH_4^+	$NO_2^-+NO_3^-$	SiO_3^{2-}	PO_4^{3-}
C_{min}	0,00	11,17	0,99	0,00
C_{max}	30,46	302,19	308,15	6,22
Медиана / Median	1,01	39,16	35,85	0,13
Стандартное отклонение / Standard deviation	6,20	50,34	48,63	0,95

Медианные концентрации суммы нитратов и нитритов так же, как и медианные концентрации фосфатов, в 2010–2014 гг. незначительно превышали соответствующие концентрации в 2015–2020 гг. Содержание окисленного азота изменялось от 11,17 до 302,19 мкмоль/л, фосфатов – от 0,00 до 6,22 мкмоль/л.

Сезонная изменчивость концентраций биогенных элементов

При рассмотрении сезонного распределения аммонийного азота в 2015–2020 гг. (рис. 2, *a*) можно отметить, что концентрации на станциях в районе Чернореченского водохранилища и вдоль всего течения р. Черной распределялись почти равномерно. Исключение составляли повышенные значения в летний период на ст. *3*, *4*, расположенных вблизи сел Озерное и Передовое, а также на ст. *9* в течение всего года.

Минимальные концентрации суммы нитратов и нитритов (рис. 2, *b*) приходились на летний период, максимальные были характерны для весенне-зимнего периода. Повышенное содержание окисленного азота определялось в зимний период в районе р. Байдарки (ст. *2*) и водопропускной трубы под автомобильной дорогой в с. Озерное (ст. *3*), а также всесезонно у железнодорожного моста в Инкермане (ст. *9*).



Р и с. 2. Сезонное распределение биогенных элементов в воде р. Черной в 2015–2020 гг.
F i g. 2. Seasonal distribution of nutrients in the Chernaya River waters in 2015–2020

На протяжении всего исследуемого периода максимум содержания фосфатов отмечался на ст. *9* (рис. 2, *c*). Повышенные их концентрации определялись в течение всех сезонов в районе ст. *2*, *3*. Снижение содержания фосфатов по всему течению реки происходило в летний и осенний периоды.

Повышенные концентрации кремнекислоты (рис. 2, *d*) наблюдались на ст. *2*, *3*, *4*, а также на ст. *9*. Максимальные значения отмечались в осенний период в притоке р. Уркусты (ст. *4*), в который попадают стоки из села Передовое.

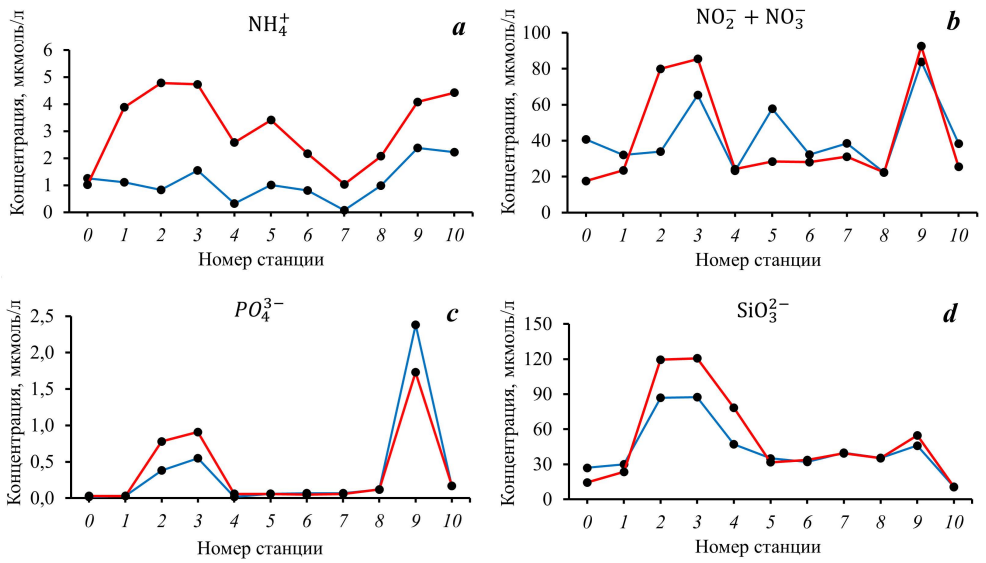
Межгодовое изменение содержания биогенных элементов.

По сравнению с периодом с 2010 по 2014 г., в 2015–2020 гг. поступление аммонийного азота увеличилось в среднем в 2,7 раза по всему течению реки (рис. 3, *a*). Особенно явно это увеличение проявляется на ст. *1*, *2* и *3*.

В ходе анализа изменения концентрации окисленного азота (рис. 3, *b*) также было выявлено ее увеличение в 2015–2020 гг. в районе ст. *2* и *3* и двукратное уменьшение на ст. *5*, расположенной между селами Широкое и Озерное.

Ход концентрации фосфатов вдоль течения реки в 2015–2020 гг. и в 2010–2014 гг. имеет аналогичный характер (рис. 3, *c*): так же, как и для соединений неорганического азота, отмечается увеличение концентраций на ст. *2* и *3*.

Сходный характер в оба рассматриваемых периода имеет и изменение концентрации кремнекислоты (рис. 3, *d*). При этом отмечается увеличение ее содержания по сравнению с более ранним периодом на ст. *2*, *3* и *4*.



Р и с. 3. Среднемноголетнее содержание биогенных элементов в водах р. Черной (синяя линия – 2010–2014 гг., красная – 2015–2020 гг.)

F i g. 3. Mean long-term nutrients content in the Chernaya River waters (blue line denotes 2010–2014, red line – 2015–2020)

Количественные оценки поступления биогенных элементов с речными водами

Согласно [12] среднемноголетний сток р. Черной составляет ~ 57,7 млн м^3/год. При этом выделяется два периода: многоводный (декабрь – апрель), во время которого величина стока составляет 51,2 % от годового, и маловодный (май – ноябрь). Исходя из этих значений, а также данных о медианной концентрации биогенных элементов в водах реки, нами был рассчитан вынос биогенных элементов в Севастопольскую бухту для двух рассматриваемых периодов: 2015–2020 и 2010–2014 гг. (табл. 3).

Таблица 3
Table 3

Вынос биогенных элементов с водами р. Черной в 2010–2014 / 2015–2020 гг.
Nutrients outflow with the Chernaya River waters in 2010–2014 and 2015–2020

Вынос / Outflow	NH_4^+	$NO_2^-+NO_3^-$	SiO_3^{2-}	PO_4^{3-}
Среднемноголетний, т/год / Mean long-term, t/year	0,82 / 2,50	31,64 / 25,30	57,93 / 62,21	0,23 / 0,18
В многоводный период, т/сезон / High water period, t/season	0,36 / 1,33	17,85 / 16,01	35,86 / 29,55	0,11 / 0,12
В маловодный период, т/сезон / Low water period, t/season	0,78 / 1,14	11,41 / 9,02	13,60 / 32,18	0,12 / 0,08

Обсуждение результатов

В содержании биогенных элементов вдоль течения р. Черной наблюдались закономерные изменения, обусловленные, как было показано ранее в [13], активностью процессов потребления этих элементов растениями и минерализации органического вещества, а также их поступлением с поверхностным стоком с площади водосборного бассейна и со сточными водами.

Сезонные изменения в 2015–2020 *гг.*

Минимальные концентрации суммы нитратов и нитритов (рис. 2, *b*) в летний период могут объясняться их активным потреблением автотрофными бактериями. Максимальные концентрации этих биогенных элементов во время весенне-зимних паводков характерны для периода максимального поверхностно-стокового смыва, а также для меженного периода вследствие окисления автохтонных органических веществ и относительного увеличения доли сточных вод при уменьшении естественного стока [2].

Повышенные концентрации фосфатов на ст. *2* и *3* могут объясняться поступлением их в воды реки Черной в результате смыва с полей вод, содержащих удобрения. Снижение содержания фосфатов в летний и осенний периоды, вероятно, связано с переходом их в органическую форму в результате потребления их водными организмами в процессе жизнедеятельности.

Уровень содержания кремния в водах рек, по сравнению с содержанием соединений азота и фосфора, в меньшей степени определяется действием антропогенных факторов [6]. Наибольшие концентрации кремнекислоты были отмечены в период половодья, что согласуется с [3].

На увеличение содержания биогенных элементов в районе ст. *2* и *3* могут оказывать влияние сбросы сточных вод канализационных очистных сооружений (КОС 5), расположенных в районе с. Озерное [14]. Эти очистные сооружения имеют биологический тип очистки вод, суть которой заключается в расщеплении микроогранизмами азотсодержащих органических соединений, в результате чего в большом количестве выделяется аммиак [3]. В природных условиях окисление аммиака (нитрификация) происходит с образованием солей азотистой кислоты (нитратов). Согласно [14] объем сбрасываемых сточных вод КОС 5 около 18 тыс. т/год. Средняя концентрация аммонийного азота в сточных водах составляет – 21,42 мкмоль/л, суммы нитратов и нитритов – 2157 мкмоль/л, фосфатов – 93,55 мкмоль/л.

Обращают на себя внимание постоянно повышенные концентрации всех рассматриваемых биогенных элементов в водах реки на ст. *9*, фиксирующиеся каждый год во все сезоны. В районе указанной станции отбора проб расположен постоянно действующий водовыпуск, предположительно, от агрофирмы «Севагросоюз». Основным видом деятельности данной фирмы, согласно информации на сайте [4], является выращивание овощей. В апреле и августе 2023 г. нами были отобраны пробы воды из этого водовыпуска и проанализированы на содержание биогенных элементов. Было получено, что концентрация ионов аммония превышала предельно-допустимую концентрацию (ПДК) для водных

---

[3] *Голубовская Э. К.* Биологические основы очистки воды. М. : Высшая школа, 1978. 271 с.

[4] URL: https://spark-interfax.ru/sevastopol-balaklavski/ooo-sevagrosoyuz-inn-9202002342-ogrn-1149204043526-aea1ce5322814e16b93d772bdf926635 (дата обращения: 10.05.2024).

объектов рыбохозяйственного значения [5] в 5,5 раза, нитритов – в 9,1 раза, нитратов – в 4,5 раза, фосфатов – в 8,7 раза, кремнекислоты – в 22 раза.

Можно предположить, что такие высокие концентрации биогенных элементов являются результатом смыва минеральных удобрений (азотных, фосфорных и т.д.) с полей агрофирмы и поступления их с грунтовыми или сточными водами. По-видимому, сток воды, содержащей столь значительные количества неорганических форм биогенных элементов, из этого водовыпуска может способствовать повышению их концентраций в водах р. Черной на ст. *9*.

Помимо этого, в работе [14] отмечается, что в районе этой станции имеется точка сброса сточных вод канализационных очистных сооружений, расположенных в пос. Сахарная Головка, с объемом сбросов в реку 420 тыс. т/год. Средняя концентрация аммонийного азота в этих водах составляет – 21,42 мкмоль/л, суммы нитратов и нитритов – 2435 мкмоль/л, фосфатов – 196,75 мкмоль/л. К тому же несколько выше по течению реки находятся водоочистные сооружения с объемом сбросов 1680 тыс. т/год, в которых средняя концентрация аммонийного азота составляет 3,57 мкмоль/л, суммы нитратов и нитритов – 1143 мкмоль/л и фосфатов – 16,13 мкмоль/л. Возможно, этот источник также может являться причиной высокого содержания биогенных элементов в водах реки на данной станции.

Отметим, что станции отбора проб *9* и *10* находятся в зоне смешения речных и морских вод, т. е. относятся к маргинальному фильтру. Поэтому повышенные концентрации биогенных элементов в водах реки на этих станциях оказывают значительное влияние и на экосистему Севастопольской бухты.

Межгодовое изменение содержания биогенных элементов

Особенно явно увеличение концентрации аммонийного азота в 2015–2020 гг. по сравнению с более ранним периодом проявляется на станциях *1, 2* и *3*, расположенных вблизи сел Широкое и Озерное. В этих селах достаточно развито животноводство и сельскохозяйственная деятельность, при этом отсутствуют системы канализации и очистки сточных вод.

Выявленное увеличение в 2015–2020 гг. концентрации суммы нитратов и нитритов, а также фосфатов в районе ст. *2* и *3* может быть связано с поступлением в грунтовые воды азотно-фосфорных удобрений с сельхозугодий. При этом возросшая вдвое концентрация биогенных элементов на ст. *5* (между селами Широкое и Озерное) может объясняться тем, что в этом месте происходит смешение условно чистых вод со ст. *1* (водозабор под водохранилищем) и загрязненных вод со ст. *3* и *4* (с. Озерное и приток от ставка с. Передовое).

Увеличение концентраций кремнекислоты в 2015–2020 гг. на ст. *2* и *3* может быть результатом антропогенного воздействия, а именно проведения сельскохозяйственных работ и роста жилой застройки в рядом расположенных селах. Кроме того, в окрестности ст. *3* нами отмечено активное возведение на холме группы коттеджей, не указанных на онлайн-картах. Эта деятельность приводит к поступлению силикатов в грунтовые воды, а затем и в реку. Станция *4* является менее антропогенно нагруженной, поэтому здесь увеличение

[5] Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования : ГН 2.1.5.689–98. Введ. 1998-03-04. М. : Минздрав, 77 с.

концентрации кремнекислоты может, вероятно, объясняться выщелачиванием горных пород.

Заключение

В работе рассмотрено содержание биогенных элементов (среднее и сезонное) в водах р. Черной, а также его изменение в водах реки в два отдельных периода: с 2010 по 2014 г. (до активного освоения земель Байдарской долины) и с 2015 по 2020 г.

В рассматриваемые периоды вне зависимости от сезона наблюдались повышенные концентрации всех биогенных элементов на станциях в районе Байдарской долины и у железнодорожного моста в Инкермане. Основными источниками поступления соединений неорганического азота и фосфатов в реку в районе ст. *9* могут являться водовыпуск (предположительно, от фирмы «Севагросоюз») и сточные воды КОС, расположенных в пос. Сахарная Головка. Максимальные концентрации кремнекислоты отмечались в притоке р. Уркусты и в районе гидропоста у Красной Скалы, что может быть результатом выщелачивания горных пород и проведения земельных работ.

В ходе анализа межгодового изменения концентрации биогенных элементов было получено, что в 2015–2020 гг. их содержание по сравнению с периодом до 2014 г. увеличилось на станциях в районе Байдарской долины, при этом содержание аммонийного азота выросло по всему течению р. Черной.

Поток фосфатов с водами реки в Севастопольскую бухту в оба рассматриваемых периода был почти неизменным. Среднемноголетний вынос аммонийного азота с речными водами в 2015–2020 гг. в три раза превысил этот показатель для периода 2010–2014 г. Поток кремнекислоты с водами р. Черной в мае – ноябре в период 2015–2020 гг. превышал поток в 2010–2014 гг. почти в 2,5 раза, что может объясняться активизацией строительных работ в теплый период года.

Полученные в ходе работы данные указывают на необходимость обсуждающегося на протяжении последнего десятилетия строительства систем канализования и очистки сточных вод предприятий и жилой застройки Байдарской долины.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Макаров М. В., Витер Т. В.* Пространственно–временные изменения в макрозообентосе устья реки Черной и вершины Севастопольской бухты (Юго-Западный Крым) // Ученые записки Крымского федерального университета имени В.И. Вернадского. Биология. Химия. 2021. Т. 7, № 4. С. 92–107. EDN SVHKYE.

2. *Овсяный Е. И., Орехова Н. А.* Гидрохимический режим реки Черной (Крым): экологические аспекты // Морской гидрофизический журнал. 2018. Т. 34, № 1. С. 82–94. EDN QPANDR. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2018-1-82-94

3. *Орехова Н. А., Медведев Е. В., Овсяный Е. И.* Влияние вод реки Черной на гидрохимический режим Севастопольской бухты (Черное море) // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2018. № 3. С. 84–91. EDN YLLQIH. https://doi.org/10.22449/2413-5577-2018-3-84-91

4. *Совга Е. Е., Хмара Т. В.* Влияние стока реки Черной в периоды паводка и межени на экологическое состояние кутовой части акватории Севастопольской бухты // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36, № 1. С. 31–40. EDN NNGSDX. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-1-31-40

5. *Скибинский Л. Э.* Значение геохимических барьерных зон в формирование эколого-гидрохимического состояния прибрежных вод Белого моря // Проблемы изучения, рационального использования и охраны ресурсов Белого моря : материалы IX международной конференции, 11–14 октября 2004 г., Петрозаводск. Петрозаводск : ПИН, 2005. С. 280–284.

6. *Савичев О. Г.* Реки Томской области: состояние, использование и охрана. Томск : Изд-во ТПУ, 2003. 202 с.

7. *Миньковская Р. Я.* Комплексные исследования разнотипных морских устьев рек (на примере морских устьев рек северо-западной части Чёрного моря). Севастополь : ФГБУН ФИЦ МГИ РАН, 2020. 364 с. https://doi.org/10.22449/978-5-6043409-2-9

8. *Орехова Н. А., Медведев Е. В., Овсяный Е. И.* Влияние вод реки Черной на гидрохимический режим Севастопольской бухты (Черное море) // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2018. № 3. С. 84–91. EDN YLLQIH. https://doi.org/10.22449/2413-5577-2018-3-84-91

9. Основные источники загрязнения морской среды Севастопольского региона / Е. И. Овсяный [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2001. Вып. 2. С. 138–152. EDN KQOLRV.

10. Сток реки Черной как фактор формирования водно-солевого режима и экологического состояния Севастопольской бухты / Е. И. Овсяный [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2007. Вып. 15. С. 57–65. EDN YMTPSY.

11. *Solórzano L.* Determination of ammonia in natural waters by the phenolhypochlorite method // Limnology and Oceanography. 1969. Vol. 14, iss. 5. P. 799–801. https://doi.org/10.4319/lo.1969.14.5.0799

12. *Миньковская Р. Я.* Геофизическая характеристика устьевой области реки Черной (Севастопольский регион) // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. Вып. 17. С. 194–214. EDN YQYLEZ.

13. *Моисеенко О. Г., Хоружий Д. С., Медведев Е. В.* Карбонатная система вод реки Черной и зоны биогеохимического барьера река Черная – Севастопольская бухта (Черное море) // Морской гидрофизический журнал. 2014. № 6. С. 47–60. EDN TECAZT.

14. *Вержевская Л. В., Миньковская Р. Я.* Структура и динамика антропогенной нагрузки на прибрежную зону Севастопольского региона // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2020. № 2. С. 92–106. EDN XGZGZL. https://doi.org/10.22449/2413-5577-2020-2-92-106

Об авторах:

Мыслина Мария Андреевна, младший научный сотрудник, отдел биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, Севастополь, ул. Капитанская, 2), **ORCID ID: 0000-0002-0054-0379**, **SPIN-код: 1309-1787**, myslina@mhi–ras.ru

Вареник Алла Валерьевна, старший научный сотрудник, отдел биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, Севастополь, ул. Капитанская, 2), кандидат географических наук, **SPIN-код: 3277-7914, ORCID ID: 0000-0001-5033-4576, ResearcherID: H-1880-2014**, **Scopus Author ID: 56960448000,** alla.varenik@mhi-ras.ru

Тарасевич Диана Вячеславовна, инженер–исследователь, отдел биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, Севастополь, ул. Капитанская, 2), **ORCID ID: 0000-0003-4893-9685**, **SPIN-код: 7214-4237**, ledi_di2020@bk.ru

Научная статья

УДК 532.59;556.556.4
EDN: XVLLYV

Колебания уровня моря в смежных бухтах Торгового порта и Холмск-Северный (остров Сахалин)

Д. П. Ковалев [1], Ю. В. Манилюк [2, ✉], П. Д. Ковалев [1]

[1] *Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия*
[2] *Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия*
✉ *uvmsev@yandex.ru*

Поступила в редакцию 08.02.2024; одобрена после рецензирования 11.03.2024;
принята к публикации 15.03.2024.

Аннотация
Цель. Изучение на основе теоретических представлений и данных натурных наблюдений уровня моря, полученных с сентября 2022 г. по май 2023 г., длинноволновых процессов в бухтах г. Холмска и на прилегающем шельфе, в том числе взаимодействия бухт – цель настоящей работы.
Методы и результаты. Для выполнения наблюдений использованы три автономных измерителя волнения АРВ-14 К, которые были установлены в бухтах Торгового порта и Холмск-Северный, а также на шельфе на незначительном удалении от бухт. Дискретность измерений одна секунда. На основе спектрального анализа с использованием программы *Kyma* исследованы временные ряды как включающие приливы, так и не учитывающие их. В диапазоне периодов волн 1–30 ч обнаружены волновые процессы с периодами 1,6–6,7 ч неприливной природы, которые можно отнести к шельфовым сейшам, волнам Пуанкаре, а также к сейшам Татарского пролива. Спектральный анализ в диапазоне периодов 1–10 мин показал присутствие сейшевых колебаний с периодами 1,83–8,17 мин в бухте Торгового порта и 1,32–8,65 мин – в бухте Холмск-Северный.
Выводы. Установлено, что на протяжении всей серии натурных наблюдений в указанных бухтах имели место связанные колебания на периодах ~ 8 мин, соответствующих моде Гельмгольца бухты Холмск-Северный. Данные колебания возбуждаются в этой бухте и за счет связи передаются в бухту Торгового порта. Указанные колебания в различные моменты времени имели как синфазную, так и противофазную пространственную структуру. На периодах высоких собственных мод взаимодействие между бухтами не выявлено. Также на основе спектрального анализа рассматриваемых колебаний уровня выделены биения с периодом 4,82 ч (289,2 мин), возникающие в результате взаимодействия мод с близкими периодами, равными 8,17 и 8,65 мин. Указанные факты, а также соответствие расстояния между входами в бухты предложенному ранее критерию условия взаимодействия позволяют говорить о наличии связанных колебаний в двух смежных бухтах – Торгового порта и Холмск-Северный.

Ключевые слова: колебания уровня моря, сейши, волны Пуанкаре, связанная система колебаний

Благодарности: в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2024-0016 выполнены анализ и интерпретация результатов обработки данных натурных наблюдений, а также в рамках темы государственного задания ФГБУН ИМГиГ ДВО РАН FWWM-2024-0002 осуществлен сбор данных натурных наблюдений, их обработка и последующий анализ.

Для цитирования: *Ковалев Д. П., Манилюк Ю. В., Ковалев П. Д.* Колебания уровня моря в смежных бухтах Торгового порта и Холмск-Северный (остров Сахалин) // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 3. С. 450–468. EDN XVLLYV.

Original article

Sea Level Oscillations in the Adjacent Bays – Trade Port and Kholmsk-Severny (Sakhalin Island)

D. P. Kovalev [1], Yu. V. Manilyuk [2, ✉], P. D. Kovalev [1]

[1] *Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*
[2] *Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia*
✉ *uvmsev@yandex.ru*

Abstract
Purpose. The work is purposed at studying the long-wave processes in the Kholmsk bays and on the adjacent shelf (including the interaction of bays) based on the theoretical concepts and the data of sea level field observations obtained in September, 2022 – May, 2023.
Methods and Results. The observations were performed by three autonomous wave meters ARW-14 K installed in the bays of the Trade Port and Kholmsk-Severny as well as on the shelf at an insignificant distance from the bays. The measurement discreteness was 1 second. The time series both including the tides and without them were studied based on the spectral analysis involving the *Kyma* program. Within the range of wave periods 1–30 h, the wave processes of a non-tidal origin and with the periods 1.6–6.7 h were revealed. They can be attributed to the shelf seiches, the Poincaré waves or the Tatar Strait seiches. Spectral analysis in the period range 1–10 min has shown the presence of seiches with the periods 1.83–8.17 min in the Trade Port Bay and those with the periods 1.32–8.65 min in the Kholmsk-Severny Bay.
Conclusions. It is established that in course of the whole series of field observations, the coupled oscillations at the periods ~ 8 min took place in the above-mentioned bays. These oscillations correspond to the Helmholtz mode of the Kholmsk-Severny Bay. They are induced in this bay and then, due to interaction, transferred to the Trade Port Bay. At different time points they had both in-phase and anti-phase spatial structures. During the periods of high eigen modes the interaction between the bays was not detected. Besides, the spectral analysis of sea level oscillations under study made it possible to reveal the beats with a period 4.82 h (289.2 min), resulting from the interaction of modes with the close periods equal to 8.17 and 8.65 min. The stated facts as well as the correspondence of the distance between the bays' inlets to the earlier proposed interaction condition criterion allow us to assert that the coupled oscillations are present in two adjacent bays – Kholmsk-Severny and Trade Port.

Keywords: sea level oscillations, seiches, Poincaré waves, coupled oscillation system

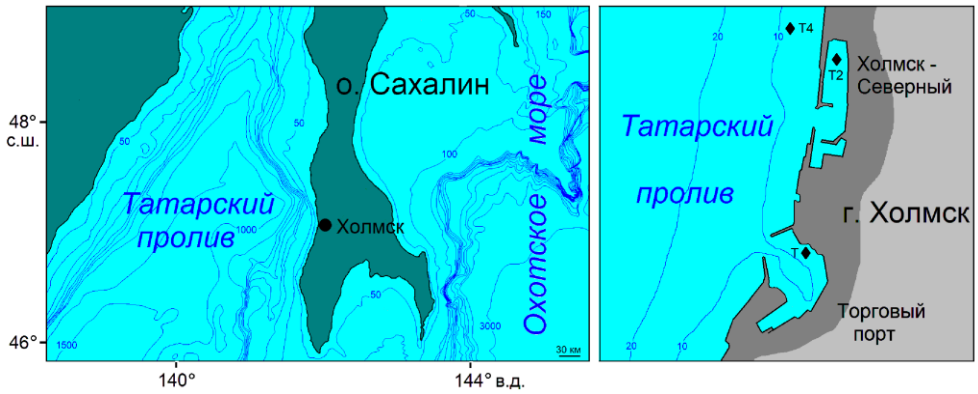
Acknowledgments: Within the framework of the theme of state assignment of FSBSI FRC MHI FNNN-2024-0016, the results of field observation data processing were analyzed and interpreted; and within the framework of the theme of state assignment of FSBSI Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB of RAS FWWM-2024-0002, the field observation data were collected, processed and subsequently analyzed.

For citation: Kovalev, D.P., Manilyuk, Yu.V. and Kovalev, P.D., 2024. Sea Level Oscillations in the Adjacent Bays – Trade Port and Kholmsk-Severny (Sakhalin Island). *Physical Oceanography*, 31(3), pp. 409-426.

Введение

Изменения климата, происходящие в последние десятилетия и сопровождающиеся усилением атмосферных возмущений и увеличением их продолжительности, требуют регулярных наблюдений уровня моря, чтобы иметь актуальное представление о процессах, происходящих в прибрежной зоне, особенно в районах, где расположены морские порты.

В бухтах г. Холмска (о. Сахалин) расположены порты Торговый и Холмск-Северный, которые имеют важное значение не только для города, но и для всего острова (рис. 1). Через Торговый порт осуществляется связь с материком паромной переправой Ванино – Холмск, по которой транспортируется большой объем самых разнообразных грузов. Акватории прилегающих к портам бухт хорошо защищены гидросооружениями разных видов от ветрового волнения [1]. Но для длинноволновых колебаний, приходящих из моря, такая защита неэффективна. К данному типу колебаний, в частности, относятся приливные, имеющие гармоники с периодами от суток до нескольких часов [2]. Также источником длинноволновых возмущений могут служить два принципиально разных типа процессов, приводящих к образованию длинных волн – анемобарических (АБ) и инфрагравитационных (ИГ) [3]. Анемобарические волны генерируются в результате воздействия флуктуаций атмосферного давления и ветра на поверхность моря, а также колебаний уровня, вызванных рассеянием энергии крупномасштабных длинноволновых образований типа метеоприливов или штормовых нагонов на неоднородностях рельефа и линии берега. Инфрагравитационные волны возникают в результате нелинейного взаимодействия ветровых волн или крупной зыби. Характерные периоды АБ-волн лежат в интервале от нескольких десятков секунд до нескольких часов, ИГ-волн – в интервале 30–300 с. Проникая на шельф и во внутреннюю акваторию, указанные волны возбуждают там резонансные сейшевые колебания.



Р и с. 1. Карты региона и акватории вблизи Холмска с местами установки измерителей, отмеченными черными ромбами

F i g. 1. Maps of the region and the water area near Kholmsk showing the locations of device installations marked with black diamonds

Своеобразной чертой Холмска является наличие сопоставимых по размерам двух близко расположенных (расстояние между входами ~ 1 км) бухт со связанной системой колебаний (рис. 1). Такую колебательную систему можно интерпретировать как два связанных осциллятора. В работе [4] описано исследование с помощью лабораторной установки колебаний воды в двух связанных бухтах равных размеров. Показано, что за счет связи колебания,

возникающие в одной бухте, передаются в соседнюю. Также за счет связи изменяются резонансные периоды бухт, возможно возникновение как синфазных, так и противофазных колебаний, а также биений.

Сейши в связанных реальных бухтах в последнее время вызывают большой интерес у исследователей, так как эта тема, кроме научного, имеет еще и практическое значение. Так, в работах [5–8] описываются сейши в связанных бухтах, расположенных в разных районах Мирового океана. Но в этих работах рассматриваются системы бухт, включающие в себя бухту, превосходящую по размерам остальные. Холмские бухты почти равновеликие, их взаимодействие пока не исследовалось.

Целью настоящей работы является изучение на основе теоретических представлений и данных натурных наблюдений, выполненных в последнее время, длинноволновых процессов в бухтах Холмска и на прилегающем шельфе, в том числе изучение взаимодействия данных бухт.

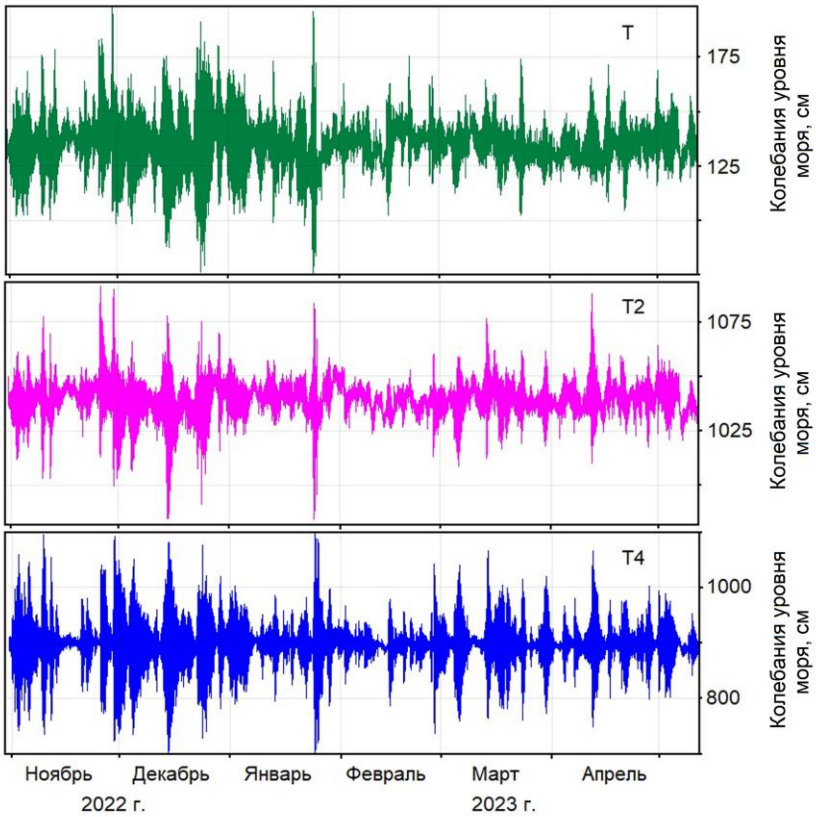
Материалы и методы

Объект исследования. На рис. 1 показаны акватории бухт Холмска. Согласно сайту http://retromap.ru/1419537_z7_46.335550,142.22351&h=0, параметры бухт следующие: Холмск-Северный – общая длина 1008 м, длина до перегородки южной составляет 816 м, длина широкой части 890 м, длина северной части 513 м, ширина у входа между внешними молами 221 м, ширина входа в бухту 139 м, средняя глубина 6,2 м; бухта Торгового порта – длина до причала парома 732 м, длина от входа в бухту до стенки 556 м, ширина 422 м, ширина узкой кутовой части 109 м, ее длина 350 м, ширина входа в бухту 174 м, средняя глубина вдоль фарватера 6,5 м. Расстояние между центрами входов в бухты 1045 м.

Для Татарского пролива в районе Холмска в целом характерна сравнительно слабая выраженность частотно-избирательных свойств акватории, обусловленная топографией: шельф в районе Холмска самый узкий и приглубый у западного берега Сахалина, он расширяется как в южном, так и в северном направлении. Ширина шельфа в районе Холмска ~ 40 км, наклон дна составляет 0,0078.

Наблюдения уровня моря. Наблюдения колебаний уровня моря проводились с сентября 2022 г. по май 2023 г. с использованием трех автономных измерителей волнения АРВ-14 К: измерителя Т (заводской номер 152), измерителя Т2 (заводской номер 142) и измерителя Т4 (заводской номер 149) (рис. 1). Был установлен еще и четвертый прибор в море на изобате 4 м напротив входа в бухту Холмск-Северный, но он оказался неисправным. Точность измерения придонного гидростатического давления, которое впоследствии пересчитывалось в колебания уровня моря с учетом затухания коротких волн с глубиной, составляет 0,06% от верхнего предела измерения, а разрешающая способность по давлению равна ±0,0003% также от верхнего предела измерения. Дискретность измерений уровня и температуры составляет 1 с.

Методы обработки данных натурных наблюдений. Спектральный анализ, фильтрация, вычитание приливов и визуализация результатов и временных рядов выполнялись с помощью программы *Kyma*, предназначенной для комплексной обработки и анализа данных об уровне моря большого объема [1] [9]. Программа позволяет рассчитывать спектральную плотность колебаний для выбранного ряда с использованием обычного оконного преобразования Фурье. Ряд разбивается на $(2n/w)$-1 окон, где n – длина ряда, w – размер окна; следующий отрезок ряда выбирается со смещением в половину длины окна. Над каждым отрезком проводится фильтрация окном Кайзера – Бесселя (фильтрация может быть отключена). Затем для каждого окна рассчитывается преобразование Фурье для предопределенного количества частот, начиная с заданной частоты. После расчета спектральных параметров для каждого окна вычисляется среднее значение между ними.



Р и с. 2. Зарегистрированные временные ряды колебаний уровня моря, из которых вычтен предвычисленный прилив. Здесь и на других рисунках показано место нахождения приборов: измеритель T установлен в бухте Торгового порта, T2 – в бухте Холмск-Северный, T4 – в Татарском проливе (на шельфе)

F i g. 2. Recorded time series of sea level oscillations from which the precalculated tide is subtracted. Here and in other figures, the device locations are shown: device T is installed in the Trade Port Bay, T2 – in the Kholmsk-Severny Bay, and T4 – in the Tatar Strait (on the shelf)

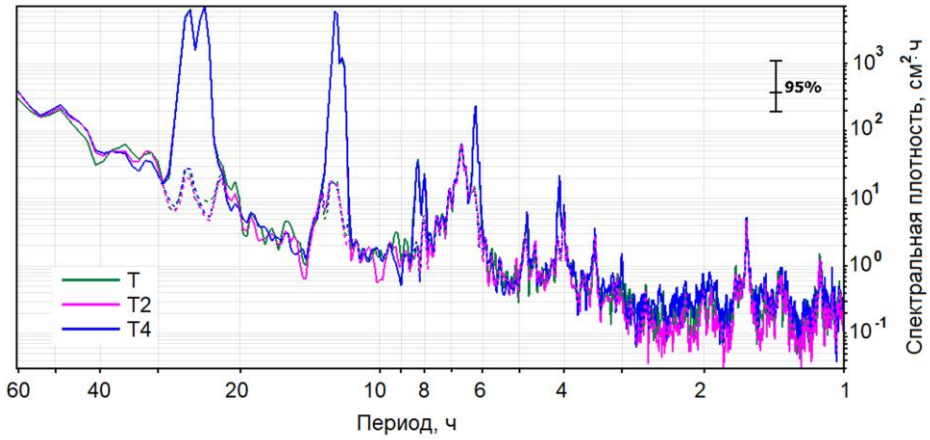
[1] *Ковалев Д. П.* Kyma [Электронный ресурс]. Электрон. прогр. Южно-Сахалинск : ИМГиГ ДВО РАН, 2018. № гос. регистрации RU2018618773.

В результате проведенных наблюдений были получены долговременные ряды изменений уровня моря. Для анализа сейшевых колебаний из временных рядов был вычтен предвычисленный астрономический прилив. Расчет приливных гармоник и их вычитание из исходных временных рядов выполняется с использованием 35 астрономических гармоник с помощью приложения *LSMTM.exe* в программе *Kyma*. В алгоритме *LSMTM.exe* используется метод наименьших квадратов, который был разработан А. Б. Рабиновичем и Г. В. Шевченко в 70-х годах XX в. Он неоднократно был протестирован и показал хорошие результаты при расчете приливов. Временные ряды с вычтенным предвычисленным приливом приведены на рис. 2.

Результаты и обсуждение

С использованием полученных в результате проведенных наблюдений уровня моря временных рядов и программы *Kyma* были рассчитаны спектральные плотности колебаний уровня по всей длине временных рядов. Поскольку, как показали дальнейшие исследования, в бухтах наблюдались волновые процессы с периодами > 8 мин и они не могли быть сейшами самих бухт, представляет интерес рассмотреть диапазон волновых процессов для более длинных периодов. К тому же для анализа необходимо отделить приливные гармоники от сейш и других типов волн.

Длиннопериодные колебания уровня моря приливного характера. На рис. 3 показаны спектральные плотности колебаний уровня для временных рядов с приливом и рядов, из которых вычтен предвычисленный прилив. Это позволяет определить, какие пики соответствуют приливным гармоникам, а какие – другим волновым процессам.



Р и с. 3. Спектральные плотности колебаний уровня моря для временных рядов с приливом (сплошные линии) и рядов, из которых вычтен предвычисленный прилив (пунктир)
F i g. 3. Spectral densities of sea level oscillations for the time series with a tide (solid lines), and for the series from which the precalculated tide is subtracted (dashed lines)

Периоды максимумов в спектральных плотностях колебаний уровня приведены в табл. 1. Также в этой таблице сопоставлены значения полученных

периодов и аналогичные им значения периодов приливных гармоник, согласно работе [2]. Спектральные пики, не имеющие близких к приливным гармоникам периодов, можно отнести к волновым процессам другой, неприливной, природы.

Таблица 1
Table 1

Периоды пиков волн в спектральных плотностях колебаний уровня и соответствующие им приливные гармоники
Periods of wave peaks in the spectral densities of sea level oscillations and the corresponding tidal harmonics

Составляющие колебаний уровня / Components of sea level oscillations	Период, ч / Period, h												
С учетом прилива / With the regard for a tide	24,7	23,8	12,4	12,0	8,12	8,00	–	6,22	–	4,1	4,0		
Без учета прилива / With no regard for a tide	–	–	–	–	–	–	6,67	–	4,82	–	–	3,43	1,62
Приливная гармоника [2] / Tidal harmonic [2]	M_1	K_1	M_2	S_2	MK_3	SP_3	–	SO_4	–	$2MS_6$	M_6		

Длинноволновые процессы неприливной природы. Из табл. 1 видно, что в бухтах Холмска и прилегающей к ним области открытого моря существуют волновые процессы неприливной природы с периодами > 1 ч. К классу таких волн относятся волны Пуанкаре и шельфовые сейши.

Волны Пуанкаре. Проведено исследование непрерывных спектров излученных волн (волны Пуанкаре), поскольку они также могут соотноситься с обнаруженными спектральными пиками. При этом явлении, аналогичном резонансу в органной трубе [10], волна, набегающая из открытого океана, в результате многократного отражения от берега и границы шельфа может значительно усиливаться на избранных «резонансных» частотах.

Коэффициент амплитудного усиления γ (отношение амплитуды волны у берега к амплитуде волны в открытом океане) является характеристикой, описывающей непрерывный спектр волн Пуанкаре. Его значение зависит от частоты волны и вдольберегового волнового числа. Если предположить, что шельф имеет параболическую форму (по всей длине 86 км), то в общем виде глубина моря на шельфе описывается выражением $h = ax^2$ при $x_0 < x < L$. Тогда коэффициент усиления волн Пуанкаре γ (ω, 0) имеет вид согласно работе [2] :

$$\gamma(\omega,0)=2\sqrt{\frac{L}{x_0}}\sigma\left(4\sigma^2+1-\cos(2\mu\sigma)+2\sigma\sin(2\mu\sigma)\right)^{-1/4} \quad (1)$$

[2] Волны в пограничных областях океана / В. В. Ефимов [и др.]. Л. : Гидрометеоиздат, 1985. 280 с.

при $\sigma^2 > 0$. Здесь $\mu = \ln\frac{L}{x_0}$; $\sigma^2 = \frac{(\omega^2 - f^2)}{gH} - \frac{1}{4}$, где f – параметр Кориолиса, $\varphi = 47{,}06°$ с. ш. для бухты Торгового порта. Параметр Кориолиса определяется по известной формуле $f = 2\Omega \sin\varphi$, где φ – широта места; $\Omega = 7{,}2921 \times 10^{-5}$цикл/с – круговая частота вращения Земли. Функция $\sin\varphi = 0{,}732$, с учетом этого получаем инерционную частоту 0,384 цикл/ч, период инерционных колебаний составляет 16,34 ч.

Расчет коэффициента усиления волн Пуанкаре по формуле (1) для рассматриваемого шельфа в районе Холмска с аппроксимацией $h(x) = 0{,}32x^2$ (x, км – расстояние от берега) показал, что к ним можно отнести волны с периодом 3,56 ч, на котором имеется максимум со значением 2,25. Отметим, что в энергетическом спектре имеется пик на периоде 3,43 ч, близкий к максимуму коэффициента усиления; второй максимум со значением 2,1 на периоде 1,63 ч также близок к пику в спектральной плотности на периоде 1,62 ч (табл. 1).

Возможны и другие причины появления спектральных пиков с периодами 3,43, 4,82, 6,67 ч, в частности, это могут быть моды сейш Татарского пролива.

Шельфовые сейши. Это стоячие колебания уровня моря с периодами, соответствующими резонансным частотам, зависящим от уклона морского дна. В районе Холмска изменение глубины шельфа на расстоянии до 40 км можно аппроксимировать линейной зависимостью $h(x) = \alpha x$, где $\alpha = 0{,}0078$. Резонансные периоды такого шельфа вычисляются по формуле из работы [3, с. 183]

$$T_n = 8\sqrt{L} / \left(n\sqrt{g\alpha}\right), \tag{2}$$

где L – ширина шельфа; n = 1, 3, 5, ... – номер моды; g – ускорение свободного падения.

При расчете по формуле (2) период первой моды равен 1,61 ч, третьей ~ 32 мин, пятой ~19,3 мин, седьмой ~ 13,8 мин, девятой ~ 10,7 мин. И можно допустить, что период, равный 1,62 ч (табл. 1), принадлежит первой моде шельфовых сейш.

Кроме периода первой моды в расчете получены периоды 3–9-й мод, значения которых, лежащие в интервале 10,7–32 мин, близки к значениям наблюдаемых пиков в спектрах. Поэтому очевидно, что приходящие к берегу из открытого моря волны или проходящие атмосферные возмущения могут возбуждать шельфовые сейши в резонансной акватории Татарского пролива вблизи Холмска.

Проведенные расчеты и интерпретация показывают, что выделенные по спектральным плотностям периоды пиков могут соответствовать разным волновым процессам – шельфовым сейшам, волнам Пуанкаре. Определить конкретно, какой из этих процессов явился причиной наблюдаемого пика, затруднительно, необходима установка нескольких измерителей волнения в акватории Татарского пролива вблизи Холмска. Авторы данной работы также полагают, что волны Пуанкаре могут способствовать возбуждению сейшевых колебаний на близких к ним периодах, однако эта проблема является темой отдельного исследования.

Сейши в бухтах Холмска. Под воздействием различных факторов в заливах и бухтах могут генерироваться сейши. Их изучением в разных акваториях занимались многие исследователи [11–14]. Они показали, что периоды сейшевых колебаний зависят от параметров акваторий.

Рассмотрим волны с периодами от 40 с до нескольких десятков минут, к которым относятся сейши в бухтах. Для обеих бухт был выполнен расчет периодов собственных колебаний, который проводился с использованием формулы для прямоугольного бассейна с открытым входом [15]:

$$\tau_{k,m} = \frac{4}{\sqrt{gh}} \frac{ab}{\sqrt{(1+2\mathrm{k})^2 b^2 + 4m^2 a^2}}, \qquad (3)$$

где a, b, h – средние длина, ширина и глубина бухты соответственно; неотрицательные целые числа, определяющие номер моды: $k = 0, 1, 2, \ldots, m = 0, 1, 2$.

В табл. 2 приведены рассчитанные по формуле (3) периоды сейшевых колебаний для бассейнов, имеющих характерные размеры исследуемых бухт.

Таблица 2
Table 2

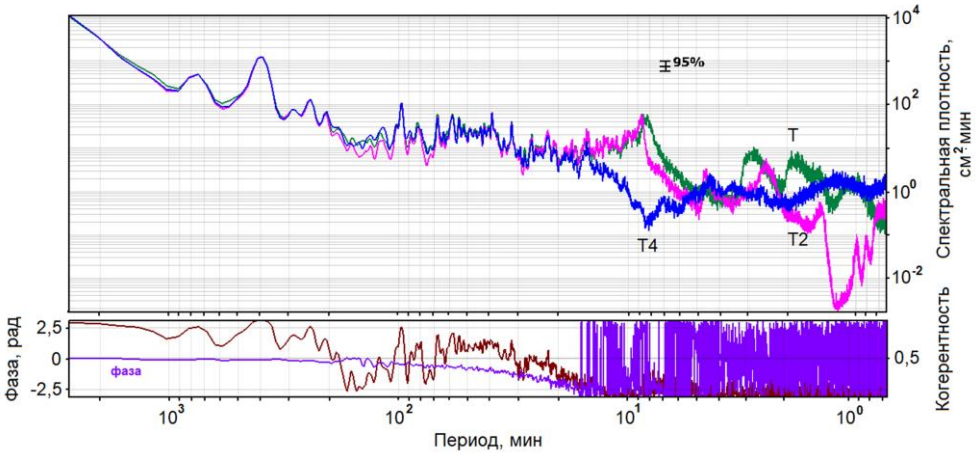
Периоды сейш, рассчитанные на основе зависимости (3), в модельных бассейнах, аппроксимирующих бухты Холмска
Calculated by equation (3) seiche periods in the model basins approximating the bays of Kholmsk

Номер моды / Mode number		Периоды сейш $\tau_{k,m}$, мин / Seiche periods $\tau_{k,m}$, min	
k	m	Торговый порт / Trade Port	Холмск-Северный / Kholmsk-Severny
0	0	4,7	8,6
1	0	1,6	2,9
2	0	0,9	1,7
3	0	0,7	1,2
0	1	2,7	0,9
1	1	2,0	0,9

Нулевая мода ($k = 0$, $m = 0$, первое наибольшее значение периода для каждой акватории) является модой Гельмгольца, которая аналогична основному тону акустического резонатора [16]. Для рассматриваемых бухт периоды этой моды составляют 4,7 и 8,6 мин.

В работе [17] проведен расчет значений периодов продольных собственных мод бухты Торгового порта в предположении, что глубина в ее акватории изменяется по параболическому закону и на ее входе составляет 10 м. Данный расчет дал следующие значения: 4,9; 2,0; 1,3; 0,9 мин.

На рис. 4 показаны спектральные плотности для периодов колебаний уровня моря 40 с – 30 ч. Отметим, что расчет проводился для временных рядов, из которых был вычтен предвычисленный прилив с целью исключения влияния приливных гармоник высших порядков.



Р и с. 4. Спектральные плотности колебаний уровня моря, фаза и когерентность в рассматриваемых бухтах и Татарском проливе

F i g. 4. Spectral densities of sea level oscillations, phase and coherence in the bays under study and in the Tatar Strait

На рис. 4 хорошо видны пики спектральных плотностей в диапазоне периодов 1–10 мин, значения которых превышают доверительный интервал. Периоды этих пиков приведены в табл. 3, где также указаны периоды шельфовых сейш со значениями > 10 мин. Ранее проведенные исследования волнения в бухте Торгового порта показали, что волновые процессы с периодами ~ 1,83–8,17 мин являются сейшами данной акватории [18].

Т а б л и ц а 3
T a b l e 3

Периоды пиков в спектральных плотностях, полученные на основе обработки данных натурных наблюдений
Peak periods in the spectral densities resulted from processing the field observation data

Акватория / Water area	Период, мин / Period, min							
Холмск-Северный / Kholmsk-Severny	**1,32**	**2,40**	**8,65**	15,1	22,2	31,8	39,0	97,2
Торговый порт / Trade Port	**1,83**	**2,83**	**8,17**	15,1	22,2	31,8	39,0	97,2
Татарский пролив / Tatar Strait	–	–	11,37	15,1	22,2	31,8	39,0	97,2

П р и м е ч а н и е. Полужирным шрифтом указаны собственные периоды бухт.
N o t e: Eigen periods of the bays are indicated in bold.

Отметим, что волновые процессы с периодами ~ 8 мин в открытой акватории Татарского пролива, в районе установки измерителя Т4, практически отсутствуют (рис. 4), поскольку в спектральной плотности наблюдается значительно выраженный минимум. В то же время в работе [19] отмечается, что

источником длинноволновых колебаний с указанным периодом, регистрируемых на записях мареографа бухты Торгового порта, являются длинноволновые резонаторы, аккумулирующие и усиливающие энергию захваченных волн в районе о. Монерон и на шельфе вблизи г. Чехов. Численное моделирование резонансных колебаний в бухте Торгового порта, согласно указанной работе, не показало наличие интенсивных колебаний на периодах ~ 8 мин.

Сопоставление периодов, приведенных в табл. 2 и 3, показывает, что их значения близки, за исключением периода моды Гельмгольца бухты Торгового порта. Видимо, это связано с тем, что данная бухта имеет достаточно крупную кутовую часть, а формула (3) не учитывает наличие такой особенности акватории. В работе [20] проведено исследование влияния залива на сейши в модельном прямоугольном бассейне с заливом и установлено, что наличие залива приводит к изменению пространственной структуры собственных колебаний и удлиняет их периоды, особенно период старшей моды. Видимо, это обстоятельство способствует удлинению периода моды Гельмгольца в бухте Торгового порта.

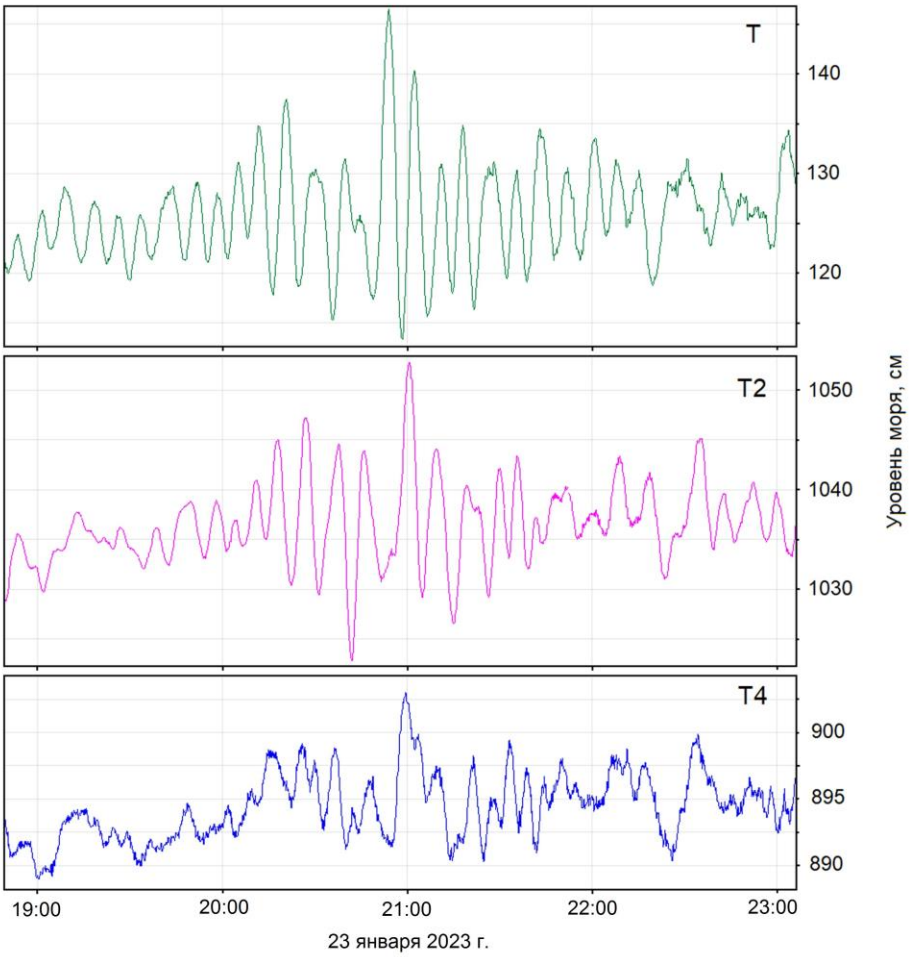
Отметим еще одно уникальное свойство акватории бухты Торгового порта – наличие интенсивных сейшевых колебаний на периоде ~ 3 мин, затрудняющих работу причала, обслуживающего паромную переправу [21]. Данный период соответствует одноузловой продольной сейше бухты (табл. 2), а также моде Гельмгольца ее кутовой части (~ 3 мин). Это дополнительно усиливает колебания в кутовой и западной частях бухты.

Взаимодействие бухт. В ряде работ [4, 5, 22] рассматриваются проявление связи колебаний двух близко расположенных бухт и возможное наличие биений в них за счет разных периодов собственных колебаний. Авторы работы [5] полагают, что взаимодействие связанных бухт будет иметь место при условии $d/l_1 < 5{,}0$, где d – расстояние между входами в бухты; l_1 – длина одной бухты. Для бухт в Холмске d/l_1 = 1045 м/1008 м = 1,04, и поэтому возможны проявления эффекта взаимодействия.

На рис. 5 приведен временной ход колебаний уровня моря без учета предвычисленного прилива в двух бухтах и в открытом море за 23 января 2023 г. Хорошо видно значительное увеличение амплитуд колебаний уровня с близкими частотами в бухтах с 20:00 до 22:00. Для открытого моря увеличение амплитуд колебаний в 1,5–2 раза меньше. При этом колебания уровня в 21:00 в бухте Холмск-Северный (измеритель Т2) и в открытом море (измеритель Т4) почти совпадают по фазе, а в бухте Торгового порта (измеритель Т) находятся в противофазе с ними. Отметим, что такие синхронные увеличения амплитуд наблюдаются достаточно часто, при этом имеют место случаи, когда колебания с максимальными амплитудами в бухтах совпадают по фазе (напр., 11 марта 2023 г.).

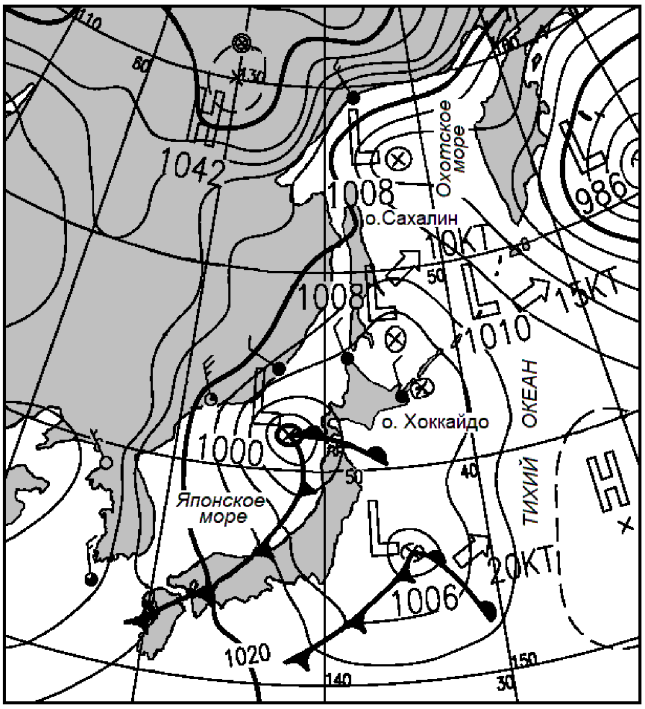
Рассмотрим условия генерации таких колебаний. Они могут быть разными [14], но обычно связаны с атмосферными возмущениями. На рис. 6 приведен фрагмент синоптической карты с сайта погоды rp5.ru за 20.01.2023 г. на 06:00. Видно, что на момент образования в бухтах сейш большой амплитуды над южной оконечностью о. Сахалин перемещался циклон, который сопровождался продолжительными северо-северо-восточными ветрами со скоростями 7–19 м · с$^{-1}$ и порывами до 15 м · с$^{-1}$. Очевидно, что генерация сейш вы-

звана воздействием этого циклона. В то же время фоновое волнение к моменту начала генерации сейш не превышало 5 см для волн с периодами до 10 мин. А штормовые волны пришли в пункты наблюдения через 12 ч после появления сейш максимальной амплитуды и достигли своего максимума в 70 см через 21 ч.

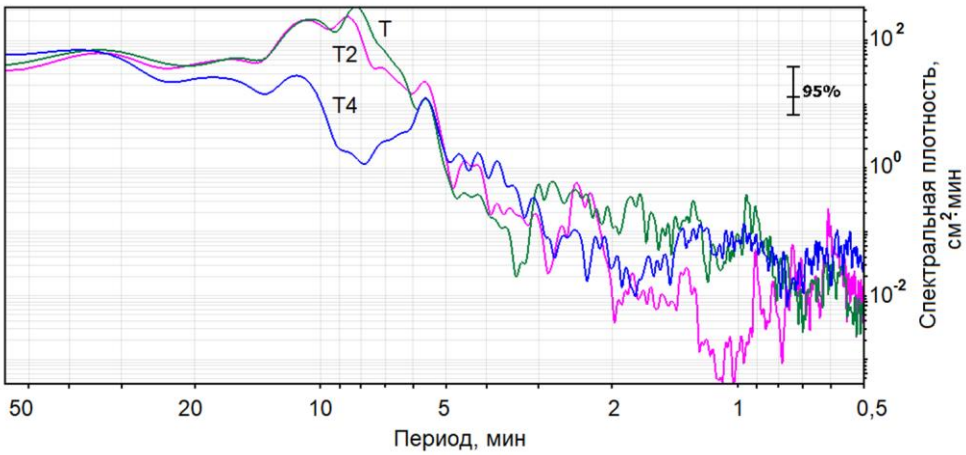


Р и с. 5. Временной ход колебаний уровня по рядам с вычтенным предвычисленным приливом в двух бухтах Холмска и в открытом море 23 января 2023 г. с 19:00
F i g. 5. Time variation of sea level oscillations using the series with the subtracted precalculated tide in two bays of Kholmsk and in the open sea on January 23, 2023 starting from 19:00

Для рассматриваемых отрезков временных рядов (рис. 5) рассчитаны спектральные плотности колебаний уровня моря, приведенные на рис. 7. Эти более детальные графики показывают наличие пиков на периоде 5,62 мин для всех измерителей, а также на периодах 8,17 и 10,5 мин – для измерителя T, на периодах 8,65 и 10,92 мин – для измерителя T2 и на периоде 11,37 мин – для измерителя T4. Для периодов ~ 8 мин в спектральной плотности колебаний уровня, рассчитанной по данным измерителя T4, наблюдается существенный минимум.



Р и с. 6. Фрагмент синоптической карты с сайта погоды rp5.ru за 20.01.2023 г. на 06:00
F i g. 6. Fragment of a synoptic map from the open weather site rp5.ru for January 20, 2023 at 6:00

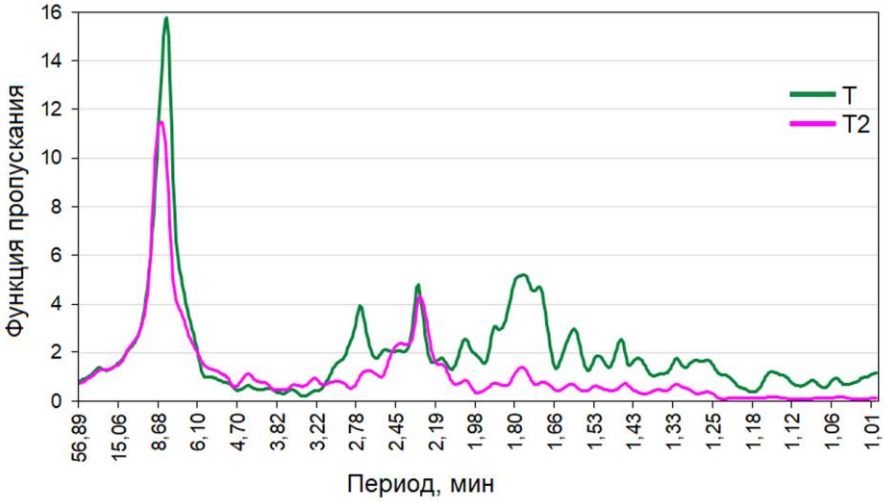


Р и с. 7. Спектральные плотности колебаний уровня моря
F i g. 7. Spectral densities of sea level fluctuations

Поскольку резонансные характеристики шельфа влияют на измерения приборов, стоящих в бухтах, они могут быть удалены из спектров на входных участках путем деления спектров на спектр прибора, установленного на шельфе, как предложено в работе [5]. Квадратный корень из этого соотношения можно рассматривать как оценку функции пропускания на входе, т. е. как

относительное усиление волн, приходящих с шельфа в бухту. И поскольку измеритель Т4 располагался на некотором удалении от входов в бухты (рис. 1), можно полагать, что на него слабо воздействуют волны, излучаемые из бухт на резонансных частотах.

Рассчитанные по измеренным колебаниям уровня в обеих бухтах функции пропускания приведены на рис. 8. Видно, что резонансные пики пропускания для обоих входов выглядят более резкими, чем в спектральных плотностях (рис. 7), и что соответствующие периоды немного отличаются: для бухты Торгового порта период равен 8,0 мин, для бухты Холмск-Северный – 8,53 мин. Как считают авторы работы [5], такие небольшие сдвиги не удивительны, поскольку спектр на шельфе не является постоянным.



Р и с. 8. Функции пропускания (усиления) на входах в бухты
F i g. 8. Admittance (amplification) functions at the inlets of the bays

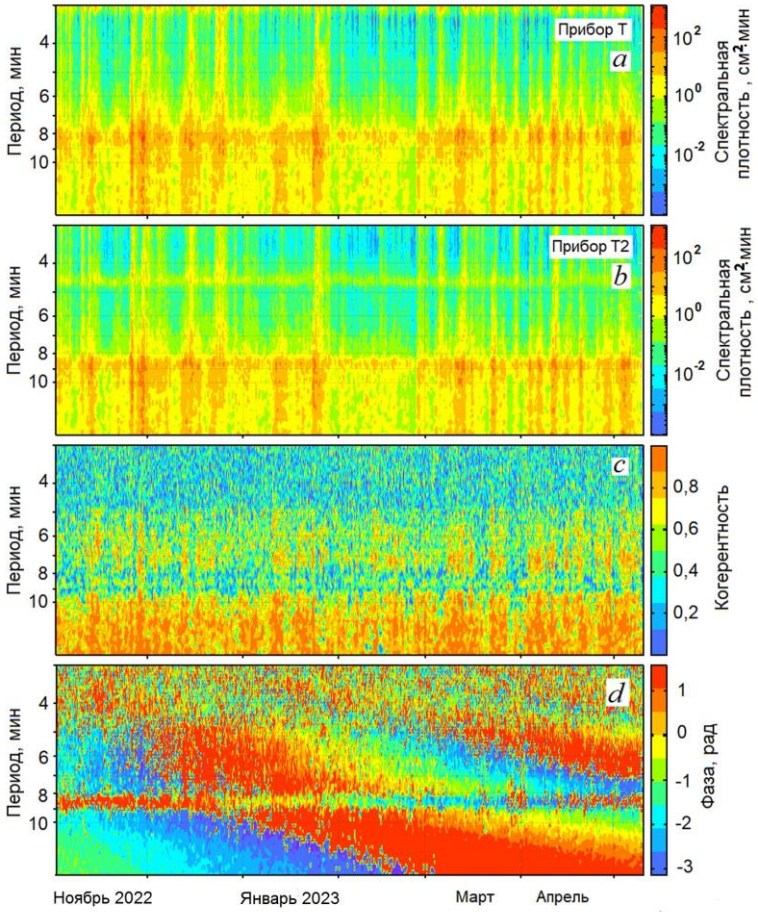
Кроме основных резонансных пиков на входе в бухты на рис. 7, 8 также видны несколько вторичных пиков. И если для бухты Торгового порта пик на периоде первой моды сейш 2,7 мин присутствует, то пика на этом периоде для бухты Холмск-Северный не наблюдается. Также в обеих бухтах на периоде 2,29 мин имеются почти совпадающие пики, которые не соответствуют собственным колебаниям бухт (табл. 3). По-видимому, проявление данного периода обусловлено возникновением связанных колебаний в бухтах.

Бухты можно рассмотреть как систему связанных осцилляторов. Такая система характеризуется спектром нормальных частот [3], которые разумно сравнивать с парциальными частотами. Парциальная система получается из исходной путем удаления связи. Например, закрепляется один из маятников, связанных пружиной, или закрывается вход в одну из бухт. Парциальные частоты всегда лежат между нормальными [3]. В табл. 3 приведены парциальные периоды, так как их значения рассчитаны без учета наличия соседней бухты.

[3] *Рабинович М. И., Трубецков Д. И.* Введение в теорию колебаний и волн. М. : Наука, 1984. 432 с.

В системе связанных осцилляторов возможно два вида колебаний – синфазные и противофазные. Например, если осцилляторы представляют собой маятники, связанные пружиной, синфазные колебания будут иметь место, если пружина не работает, а противофазные – если пружина работает. Для бухт это можно представить так: синфазные колебания происходят, когда линии тока направлены из бухты в открытое море, а противофазные – когда они проходят из одной бухты в другую [4, с. 131]. Период противофазных колебаний меньше, чем синфазных [4, с. 130].

Взаимодействие холмских бухт подтверждают графики спектрограмм флуктуаций уровня, корреляции и разности фаз колебаний для этих бухт (рис. 9). На спектрограммах колебаний уровня моря для каждой бухты (рис. 9, *a*, *b*) хорошо видны горизонтальные полосы на периодах ~ 8 мин. Причем данные колебания были интенсивны весь интервал наблюдений. За счет связи колебание с указанным периодом передается из бухты Холмск-Северный в бухту Торгового порта и проявляется в ней достаточно интенсивно.



Р и с. 9. Спектрограммы колебаний уровня моря в двух бухтах (*a*, *b*), корреляции (*c*) и разности фаз (*d*)

F i g. 9. Spectrograms of sea level oscillations in two bays (*a*, *b*), correlations (*c*) and phase differences (*d*)

Похожая картина наблюдается, например, и в системе севастопольских бухт [7, 8]. Мода Гельмгольца Севастопольской бухты проникает в соседние Карантинную, Круглую и другие бухты, а мода Гельмгольца Карантинной бухты проявляется с достаточной интенсивностью в Севастопольской бухте.

Постоянное присутствие периода ~ 8 мин в спектре колебаний уровня в рассматриваемых бухтах можно объяснить тем, что мода Гельмгольца обычно возбуждается легче, чем прочие моды собственных колебаний [3]. Также, как указывалось выше, источником длинноволновых колебаний с указанным периодом, регистрируемых на записях холмского мареографа, являются длинноволновые резонаторы, аккумулирующие и усиливающие энергию захваченных волн в районе о. Монерон и на шельфе вблизи г. Чехов [19, с. 44]. На спектрограмме когерентности (рис. 9, *d*) на периодах колебаний ~ 8 мин также видна полоса с когерентностью 0,6–0,8, подтверждающая связанность колебаний в данных бухтах.

Взаимодействие колебаний в соседних бухтах хорошо показывает спектрограмма разности их фаз (рис. 9, *d*). Здесь на периодах 8–9 мин присутствует стабильная горизонтальная полоса для всего периода наблюдений, соответствующая диапазону периодов собственных колебаний бухт. При этом в январе 2023 г. колебания были близки к синфазным, а в марте – апреле 2023 г. – к противофазным. Также в этой полосе наблюдается достаточно медленное циклическое изменение фазы. Такой эффект нами был обнаружен и затем описан в работе [1], он объясняется синхронизацией колебаний в бухте приходящими на вход волнами [4].

На собственных периодах рассматриваемых бухт, меньших 8 мин, связи между бухтами не наблюдаются, несмотря на то что в спектральных плотностях колебаний уровня моря пики на таких периодах существуют. Видимо, это связано с тем, что взаимодействие осцилляторов на периодах более высоких собственных мод по каким-то причинам затруднено. Данное обстоятельство требует дальнейших исследований.

В работе [4] рассмотрены частные случаи решения уравнения Лагранжа для изолированной системы двух бухт при их взаимодействии. С использованием формулы из указанной работы нами был выполнен расчет периодов биений для случая, когда сейши изначально существуют только в одной из двух бухт:

$$T_b = \frac{2\pi}{(n_2 - n_1)/2}, \tag{5}$$

где n_1 и n_2 – частоты колебаний в бухтах. Расчет показал, что для выделяющихся в спектральной плотности пиков в двух бухтах с периодами 8,17 и 8,65 мин период биений равен 294,5 мин (4,91 ч). В то же время в спектральных плотностях колебаний уровня, рассчитанных по экспериментальным данным для трех точек наблюдения, выделяется пик (табл. 1) с периодом 4,82 ч (289,2 мин), отличающийся от расчетного на 1,8%, что находится в пределах погрешности вычисления спектральной плотности. И этот волно-

[4] *Осипов Г. В.*, *Половинкин А. В.* Синхронизация внешним периодическим воздействием. Нижегородский государственный университет им. Н. И. Лобачевского. Нижний Новгород, 2006. 78 с.

вой процесс не вызван приливными гармониками или сейшами, а значит, действительно является проявлением биения, обусловленного связью между бухтами.

Заключение

Проведены длительные (> 7 мес) наблюдения колебаний уровня в смежных бухтах Торгового порта и Холмск-Северный, расположенных на расстоянии 1008 м, а также в прилегающей к ним акватории Татарского пролива. Дискретность проведенных измерений одна секунда.

Анализ колебаний уровня для диапазона периодов волн 1–30 ч, выполненный по натурным данным с целью исключения приливных гармоник, показал наличие четырех волновых процессов с периодами 1,6–6,7 ч неприливной природы. Выполненные модельные расчеты указывают на то, что волновые процессы с такими периодами могут быть отнесены к шельфовым сейшам, волнам Пуанкаре, сейшам Татарского пролива.

Спектральный анализ диапазона периодов 1–10 мин показал присутствие сейш с периодами 1,83–8,17 мин в бухте Торгового порта и с периодами 1,32–8,65 мин – в бухте Холмск-Северный. В спектральных плотностях колебаний уровня Татарского пролива выделяются пики на периодах 5,62 и 11,37 мин, а на периоде ~ 8 мин наблюдается хорошо выраженный минимум.

Показано, что во время генерации сейшевых колебаний большой амплитуды над районом наблюдений перемещался циклон, который сопровождался продолжительными северо-северо-восточными ветрами со скоростями 7–19 м · $с^{-1}$ и порывами до 15 м · $с^{-1}$.

Установлено, что на протяжении всей серии натурных наблюдений в бухтах Холмска существовали связанные колебания на периоде ~ 8 мин, соответствующем периоду моды Гельмгольца бухты Холмск-Северный. Данные колебания возбуждаются в этой бухте и за счет связи передаются в бухту Торгового порта. Указанные колебания в различные моменты времени имели как синфазную, так и противофазную пространственную структуру. На периодах высоких собственных мод взаимодействия между бухтами не выявлено.

С использованием спектрального анализа данных натурных наблюдений уровня выделены биения с периодом 4,82 ч (289,2 мин), возникающие в результате взаимодействия мод с близкими периодами, равными 8,17 и 8,65 мин.

Указанные факты, а также соответствие расстояния между входами в бухты критерию условия взаимодействия свидетельствуют о наличии связанных колебаний в двух смежных бухтах – Торгового порта и Холмск-Северный.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ковалев Д. П., Ковалев П. Д., Кириллов К. В.* Исследование опасных морских явлений в прибрежной зоне по результатам натурных наблюдений // Геосистемы переходных зон. 2017. Т. 1, № 2. С. 18–34. EDN ZBAFJT.

2. *Parker B. B.* Tidal Analysis and Prediction. Silver Spring, Maryland : U.S. Department of Commerce, 2007. 378 p.

3. *Рабинович А. Б.* Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. СПб. : Гидрометеоиздат, 1993. 325 с.

4. *Nakano M., Fujimoto N.* Seiches in Bays Forming a Coupled System // Journal of the Oceanographical Society of Japan. 1987. Vol. 43, iss. 2. P. 124–134. https://doi.org/10.1007/BF02111888

5. Coupling between two inlets: Observation and modeling / P. L.-F. Liu [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2003. Vol. 108, iss. C3. 3069. https://doi.org/10.1029/2002JC001478

6. Tsunami resonance and spatial pattern of natural oscillation modes with multiple resonators / R. Aranguiz [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2019. Vol. 124, iss. 11. P. 7797–7816. https://doi.org/10.1029/2019JC015206

7. *Манилюк Ю. В., Лазоренко Д. И., Фомин В. В.* Исследование сейшевых колебаний в смежных бухтах на примере Севастопольской и Карантинной бухт // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36, № 3. С. 261–276. EDN QEFCWJ. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-3-261-276

8. Sea Level Oscillations Spectra of a Shallow Coastal Bay: Cost-Effective Measurements and Numerical Modelling in Kruglaya Bay / Yu.V. Manilyuk [et al.] // Regional Studies in Marine Science. 2024. January. V. 69. 103326, https://doi.org/10.1016/j.rsma.2023.103326

9. *Плеханов Ф. А., Ковалев Д. П.* Программа комплексной обработки и анализа временных рядов данных уровня моря на основе авторских алгоритмов // Геоинформатика. 2016. № 1. С. 44–53. EDN VQZVLF.

10. *Munk W. H., Snodgrass F. E., Gilbert F.* Long waves on the continental shelf: an experiment to separate trapped and leaky modes // Journal of Fluid Mechanics. 1964. Vol. 20, iss. 4. P. 529–544. https://doi.org/10.1017/S0022112064001392

11. *Wilson B. W.* Seiches // Advances in Hydroscience. 1972. Vol. 8. P. 1–94. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-021808-0.50006-1

12. *Korgen B. J.* Seiches: transient standing-wave oscillations in water bodies can create hazards to navigation and unexpected changes in water conditions // American Scientist. 1995. Vol. 83, no. 4. P. 330–341.

13. *De Jong M.* Origin and prediction of seiches in Rotterdam harbor basins. Print Partners Ipskamp B.V., 2004. 119 p.

14. *Rabinovich A. B.* Seiches and Harbor Oscillations // Handbook of Coastal and Ocean Engineering. Singapore : World Scientific Publishing Company, 2009. P. 193–236. https://doi.org/10.1142/9789812819307_0009

15. *Манилюк Ю. В., Черкесов Л. В.* Исследование сейшевых колебаний в бухте со свободным входом // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 4. С. 16–25. EDN ZMNTTL. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2017-4-16-25

16. *Мурти Т. С.* Сейсмические морские волны цунами. Л. : Гидрометеоиздат, 1981. 447 с.

17. *Манилюк Ю. В., Санников В. Ф.* Исследование сейшевых колебаний в бухте переменной глубины // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2019. Вып. 2. С. 4–12. EDN WCVLBK. https://doi.org/10.22449/2413-5577-2019-2-4-12

18. Невельское землетрясение и цунами 2 августа 2007 года, о. Сахалин / Отв. ред. Б. В. Левин, И. Н. Тихонов. М. : Янус-К, 2009. 202 с.

19. Исследование гидродинамического режима на акватории Холмского морского порта / А. С. Втюрина [и др.] // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. 2004. № 1. С. 40–51. EDN GRFHIL.

20. *Манилюк Ю. В., Черкесов Л. В.* Исследование влияния геометрических характеристик залива на сейшевые колебания в замкнутом бассейне // Морской гидрофизический журнал. 1996. № 4. С. 3–11.

21. *Шевченко Г. В., Ковалев П. Д., Ковалев Д. П.* Резонанс волн на паромной переправе // Мир транспорта. 2012. № 1. С. 58–65.

22. *Nakano M.* The secondary undulations in bays forming a coupled system // Proceedings of the Physico-Mathematical Society of Japan. 3rd Series. 1932. Vol. 14. P. 372–380. https://doi.org/10.11429/ppmsj1919.14.0_372

Об авторах:

Ковалев Дмитрий Петрович, главный научный сотрудник, руководитель лаборатории волновой динамики и прибрежных течений, ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН (693022, Россия, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, д. 1б), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-5184-2350**, **ResearcherID: A-9300-2016**, **Scopus Author ID: 26032627700**, **SPIN-код: 8343-8577**, d.kovalev@imgg.ru

Манилюк Юрий Владимирович, научный сотрудник, отдел теории волн, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-5752-7562**, **ResearcherID: P-6662-2017**, **Scopus Author ID: 6602563261**; **SPIN-код: 4548-0051**, uvmsev@yandex.ru

Ковалев Петр Дмитриевич, ведущий научный сотрудник, лаборатория волновой динамики и прибрежных течений, ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН (693022, Россия, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, д. 1б), доктор технических наук, **ORCID ID: 0000-0002-7509-4107, ResearcherID: V-8662-2018, Scopus Author ID: 16429135400, SPIN-код: 7465-3828,** p.kovalev@imgg.ru

Научная статья

УДК 551.465.4
EDN: ATKXPR

Взмучивание донных осадков в мелководной лагуне течениями и волнами по данным численного моделирования (на примере залива Сиваш, Азовское море)

В. В. Фомин, Е. В. Иванча ✉, А. А. Полозок

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
✉ *ev_ivancha@rambler.ru*

Поступила в редакцию 15.11.2023; одобрена после рецензирования 12.01.2024;
принята к публикации 15.03.2024.

Аннотация
Цель. Исследована интенсивность взмучивания илистых донных осадков в заливе Восточный Сиваш (Азовское море) в период экстремального шторма и оценен вклад течений и ветрового волнения в процессы взмучивания.
Методы и результаты. Поля течений рассчитываются на основе трехмерной σ-координатной модели циркуляции вод типа *POM*, дополненной блоком взмучивания илистых осадков. Для расчета ветрового волнения используется спектральная модель *SWAN*. В обеих моделях применяется прямоугольная расчетная сетка с горизонтальным разрешением 300 м. В качестве форсинга используются данные атмосферного реанализа *ERA-Interim*, соответствующие экстремальной штормовой ситуации 10–13 ноября 2007 г. На основе проведенных расчетов в работе проанализирована структура полей волнения, течений, придонных сдвиговых напряжений и концентрации взвешенного вещества в Восточном Сиваше для разных фаз шторма. Предложена методика оценки чувствительности модели взмучивания к вариациям значений входных параметров.
Выводы. Используемая модель взмучивания наиболее чувствительна к вариациям значений параметров, определяющих интенсивность вертикального потока частиц ила со дна бассейна. В период максимального развития шторма на 80 % общей площади залива Восточный Сиваш создаются условия для формирования областей взмучивания. Если при моделировании не учитывается вклад волн, общая площадь взмучивания сокращается в четыре раза, что говорит об определяющем вкладе придонных волновых напряжений в формирование областей взмучивания донных осадков в заливе.

Ключевые слова: взмучивание, донные осадки, илистая фракция, течения, ветровое волнение, численное моделирование, Сиваш

Благодарности: Работа выполнена в рамках темы ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2021-0005. Модельные расчеты проводились на вычислительном кластере МГИ.

Для цитирования: *Фомин В. В.*, *Иванча Е. В.*, *Полозок А. А.* Взмучивание донных осадков в мелководной лагуне течениями и волнами по данным численного моделирования (на примере залива Сиваш, Азовское море) // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 3. С. 469–488. EDN ATKXPR.

Original article

Resuspension of Bottom Sediments in a Shallow Lagoon by Currents and Waves Based on the Numerical Modeling Data (Using the Example of Sivash Bay, the Sea of Azov)

V. V. Fomin, E. V. Ivancha ✉, A. A. Polozok

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
✉ *ev_ivancha@rambler.ru*

Abstract
Purpose. The work is purposed at studying the intensity of resuspension of silty bottom sediments in Eastern Sivash Bay (the Sea of Azov) during an extreme storm, as well as at assessing the contribution of currents and wind waves to the resuspension processes.
Methods and Results. The current fields are calculated using a three-dimensional σ-coordinate water circulation model of the *POM* type supplemented with a block of silty sediments resuspension. The *SWAN* spectral model is applied to calculate wind waves. In both models a rectangular computational grid with the horizontal resolution 300 m is involved. The *ERA-Interim* atmospheric reanalysis data corresponding to the extreme storm situation in November 10–13, 2007 are used as a forcing. The performed calculations constituted a base for analyzing the structure of the fields of waves, currents, bottom shear stresses and suspended matter concentration in Eastern Sivash for different phases of the storm. A technique for assessing the resuspension model sensitivity to the variations in the input parameter values is proposed.
Conclusions. The applied resuspension model is most sensitive to the variations in the parameter values that condition intensity of the silt particles vertical flow from the basin bottom. During the period of the storm maximum development, conditions for forming resuspension zones arise on 80 % of the total area of Eastern Sivash Bay. If, while modeling, the contribution of the waves is not taken into account, the total area of resuspension is reduced by four times. This fact testifies to a decisive contribution of the bottom wave stresses in formation of the resuspension zones in bottom sediments in the bay.

Keywords: resuspension, bottom sediments, silt fraction, currents, wind waves, numerical modeling, Sivash

Acknowledgments: The study was carried out within the framework of theme of the FSBSI FRC MHI FNNN-2021-0005. The model calculations were performed at the MHI computing cluster.

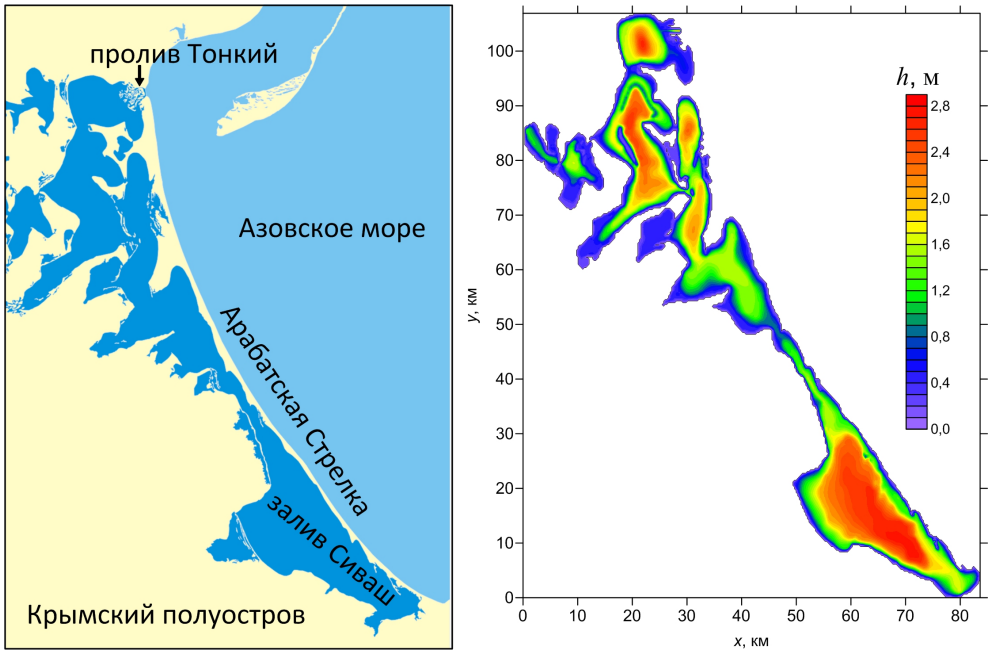
For citation: Fomin, V.V., Ivancha, E.V. and Polozok, A.A., 2024. Resuspension of Bottom Sediments in a Shallow Lagoon by Currents and Waves Based on the Numerical Modeling Data (Using the Example of Sivash Bay, the Sea of Azov). *Physical Oceanography*, 31(3), pp. 427-445.

Введение

Необходимость изучения динамики вод залива Сиваш Азовского моря связана с активными антропогенными преобразованиями данной акватории прибрежной зоны Крыма. Залив является восстанавливаемым месторождением минеральных солей, отличается высоким биологическим разнообразием и входит в перечень водно-болотных угодий международного значения. На побережье залива функционирует специальная экономическая зона «Сиваш» с развитой химической промышленностью и сельским хозяйством [1].

Современный Сиваш представляет собой обширный мелководный залив Азовского моря (морской залив лагунного типа) с изрезанной береговой линией. Сиваш принято разделять на два больших района – Западный и Восточ-

ный Сиваш (рис. 1, *a*). Западный Сиваш в настоящее время является почти полностью изолированным водоемом, уровень воды в котором регулируется дамбой, его глубина обычно не превышает 0,3–0,4 м. Восточный Сиваш – более глубоководный (глубины до 3 м) участок залива, занимающий свыше 60 % общей площади Сиваша.



a *b*

Р и с. 1. Расположение залива Восточный Сиваш (*a*), модельный рельеф дна залива Восточный Сиваш (*b*)
F i g. 1. Location of the East Sivash Bay (*a*), model bottom relief of the East Sivash Bay (*b*)

Изучению гидродинамических процессов в Восточном Сиваше посвящено несколько публикаций. В работе [2] приведены расчеты поверхностных течений и колебаний уровня в заливе при ветрах различных направлений. В работе [3] изучены характеристики пресноводного плюма в районе впадения реки Салгир в залив Сиваш. В статье [4] моделируются поля течений в акватории Восточного Сиваша для разных ветровых условий. Показано, что структура циркуляции вод в заливе определяется генеральным направлением ветра. Поле средних по глубине течений состоит из нескольких вихревых структур. Особенно хорошо эти структуры выражены в южной части акватории. При ветрах, направленных вдоль акватории залива, циркуляция наиболее интенсивна. В этих случаях в узости, соединяющей северную и южную части Восточного Сиваша, возникает струйное течение со скоростью более 1 м/с. На самых глубоких участках акватории у дна формируется придонное противотечение.

В [5] выполнено моделирование характеристик ветровых волн в Восточном Сиваше. Показано, что вследствие мелководности акватории и сравнительно небольших эффективных разгонов основным фактором, влияющим на

интенсивность волнения, является скорость ветра. Волнение выходит на установившийся режим через 3 ч после начала действия ветра. После прекращения действия ветра волнение полностью затухает через 2 ч. Оценки максимальных значений параметров волнения для разных градаций скорости ветра показали, что даже в период сильных штормов высоты и периоды волн в акватории Восточного Сиваша не превышают 1 м и 3 с соответственно. В указанных работах за пределами проведенных исследований остались проблемы воздействия течений и волн на динамику донных осадков в акватории Восточного Сиваша.

Задачи математического моделирования эволюции взвеси в мелководных акваториях рассмотрены в [6, 7]. В работе [6] моделируются процессы взмучивания и осаждения донных осадков на северо-западном шельфе Черного моря при прохождении атмосферного циклона без учета ветрового волнения. Донные отложения предполагаются состоящими из одной илистой фракции. Анализируются области наиболее интенсивного подъема взвеси и вертикальные профили концентрации взвешенных донных осадков в отдельных районах. Подобное исследование для восточной части Финского залива, но с учетом ветрового волнения, проведено в работе [7]. Здесь расчеты были выполнены для двух фракций донных осадков – мелкозернистого песка и ила. Исследуется вклад течений и волнения в интенсивность взмучивания осадков. Показана важность учета вклада ветрового волнения в процессы взмучивания.

Цель настоящей работы – математическое моделирование процесса взмучивания донных осадков в Восточном Сиваше. Математическое моделирование является важной частью экологического мониторинга акватории, с его помощью можно осуществить расчет различных параметров состояния залива, которые не всегда удается получить в результате натурных измерений. В статье приведены результаты численных экспериментов по моделированию взмучивания илистых осадков в период экстремального шторма. Ниже дается характеристика используемых математических моделей. Основное внимание уделяется анализу вклада течений и волнения в интенсивность взмучивания.

Основной проблемой математического моделирования взмучивания донных осадков является отсутствие необходимого количества исходных данных. Как правило, гранулометрический состав донных отложений известен фрагментарно, нет достаточного количества данных натурных наблюдений для валидации моделей, выбор критических значений придонных сдвиговых напряжений, определяющих процессы взмучивания, представляет собой отдельную задачу. Имеющиеся в настоящее время натурные исследования в Восточном Сиваше [8, 9] не дают полного представления о динамике взвешенного вещества в заливе, поскольку они эпизодичны, выполнены непосредственно у берега в относительно спокойную погоду. По этой причине был проведен анализ чувствительности модели взмучивания донных осадков к изменению входных параметров.

Материалы и методы

Волновая модель. Для расчета полей ветрового волнения в заливе Восточный Сиваш используется модель *Simulating Waves Nearshore* (*SWAN*) [10], основанная на численном решении уравнения баланса волновой энергии в спектральной форме

$$\frac{\partial}{\partial t}N+\frac{\partial}{\partial x}\left(c_x N\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(c_Y N\right)+\frac{\partial}{\partial \omega}\left(c_\omega N\right)+\frac{\partial}{\partial \theta}\left(c_\theta N\right)=S/\omega\,, \qquad (1)$$

где $N=E/\omega$ – плотность волнового действия; E – энергетический спектр волнения; x, y, t – пространственные координаты и время; ω,θ – частотная и угловая координаты; $c_x, c_Y, c_\omega, c_\theta$ – скорости переноса плотности волнового действия вдоль пространственных и частотно-угловых координат.

Функция источника в правой части уравнения (1) имеет вид

$$S=S_{\mathrm{in}}+S_{\mathrm{nl}}+S_{\mathrm{wc}}+S_{\mathrm{bf}}+S_{\mathrm{dib}}, \qquad (2)$$

где S_{in} – источник генерации волн ветром; S_{nl} – нелинейные взаимодействия спектральных гармоник; S_{wc} – диссипация энергии вследствие обрушения волновых гребней; S_{bf} – диссипация энергии, обусловленная донным трением; S_{dip} – обрушение волн на критических глубинах. Детали параметризации отдельных слагаемых функции источника (2) даны в руководстве [1].

Модельный рельеф дна залива Восточный Сиваш показан на рис. 1, *b*. Для расчета волновых характеристик используется прямоугольная сетка с горизонтальным разрешением $\Delta x = \Delta y = 300$ м (284 × 334 узла). Дискретность модели по угловой координате составляет 10°. По частотной координате, изменяющейся в диапазоне 0,04–1,0 Гц, применяется неравномерная сетка с 31 узлом. Используется нестационарный вариант модели *SWAN*. Интегрирование по времени проводится по неявной разностной схеме с шагом 30 мин.

Выходными данными модели *SWAN* являются поля высоты значительных волн h_{s}, среднего направления волнения θ_{w}, пикового периода волн T_{p} и амплитуды скорости придонных орбитальных движений U_{w}. Эти параметры используются для расчета придонных сдвиговых напряжений в модели течений и модели взмучивания донных осадков.

Модель течений. Для расчета полей течений используется баротропный вариант трехмерной гидростатической модели циркуляции вод, предложенный в работе [11]. Модель основана на трехмерных σ-координатных уравнениях гидродинамики в гидростатическом приближении (здесь и далее проводится суммирование по повторяющимся индексам α и β от 1 до 2):

$$\frac{\partial}{\partial t}(Du_\alpha)+\Lambda u_\alpha+\varepsilon_{\alpha\beta} f D u_\beta+gD\frac{\partial \eta}{\partial x_\alpha}=\frac{\partial}{\partial x_\beta}(D\tau_{\alpha\beta})+\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{K_{\mathrm{M}}}{D}\frac{\partial u_\alpha}{\partial \sigma}\right), \qquad (3)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x_\alpha}(Du_\alpha)+\frac{\partial w_*}{\partial \sigma}=0\,, \qquad (4)$$

[1] USER MANUAL SWAN Cycle III version 41.45. Delft University of Technology. URL: https://swanmodel.sourceforge.io/online_doc/swanuse/swanuse.html (date of access: 03.06.2024).

$$\Lambda\phi = \frac{\partial}{\partial x_\beta}(Du_\beta\phi) + \frac{\partial}{\partial\sigma}(w_*\phi),\ \tau_{\alpha\alpha} = 2A_{\text{M}}\frac{\partial u_\alpha}{\partial x_\alpha},\ \tau_{\alpha\beta} = \tau_{\beta\alpha} = A_{\text{M}}\left(\frac{\partial u_\beta}{\partial x_\alpha} + \frac{\partial u_\alpha}{\partial x_\beta}\right), \quad (5)$$

где $(x_1, x_2) = (x, y)$; σ – безразмерная вертикальная координата, изменяющаяся в пределах от –1 до 0; (u_1, u_2) = (u, v) – компоненты скорости течения по осям x_1, x_2; w_* – компонента скорости течения, направленная по нормали к поверхностям σ = const; $D = h + \eta$; h – глубина бассейна; η – координата свободной поверхности; f – параметр Кориолиса; $\varepsilon_{\alpha\beta} = 0$ при $\alpha = \beta$ и $\varepsilon_{12} = -1$, $\varepsilon_{21} = 1$; $\tau_{\alpha\beta}$ – компоненты тензора турбулентных напряжений; $A_{\text{M}}, K_{\text{M}}$ – коэффициенты турбулентной вязкости; g – ускорение силы тяжести.

На твердых боковых границах расчетной области ставятся условия прилипания для скоростей и условия равенства нулю турбулентных потоков. Для упрощения задачи водообмен через пролив Тонкий не учитывается.

На свободной поверхности бассейна ($\sigma = 0$) граничные условия имеют вид

$$w_* = 0, \qquad \rho\frac{K_{\text{M}}}{D}\frac{\partial u_\alpha}{\partial\sigma} = \rho_0 c_0 W \cdot W_\alpha, \quad (6)$$

где ρ_0 – плотность воздуха; $c_0 = (0{,}49 + 0{,}065W)\cdot 10^{-3}$ – коэффициент поверхностного трения; $W = \sqrt{W_1^2 + W_2^2}$ – модуль скорости приводного ветра; W_1, W_2 – зональная и меридиональная компоненты скорости ветра.

У дна ($\sigma = -1$) граничные условия задаются следующими выражениями:

$$w_* = 0, \qquad \rho\frac{K_{\text{M}}}{D}\frac{\partial u_\alpha}{\partial\sigma} = \tau_{\text{c}}\frac{u_\alpha}{U_{\text{c}}}, \quad (7)$$

где $U_{\text{c}} = \sqrt{u_1^2 + u_2^2}$ – модуль горизонтальной скорости течений; τ_{c} – придонное сдвиговое напряжение, определяемое формулой

$$\tau_{\text{c}} = \rho c_{\text{b}} U_{\text{c}}^2, \quad (8)$$

где $c_{\text{b}} = 0{,}16/\ln^2(\delta z/z_{\text{b}})$ – коэффициент донного трения; δz – расстояние по вертикали от дна до точки, в которой определяется коэффициент трения; $z_{\text{b}} = d_{50}/30$ – параметр шероховатости донной поверхности; d_{50} – средний диаметр частиц донного грунта, соответствующий иловым отложениям.

Для определения коэффициента вертикального турбулентного обмена K_{M} используется модель Меллора – Ямады [12]. Коэффициент горизонтального турбулентного обмена A_{M} вычисляется по формуле Смагоринского [13].

Краевая задача (3)–(8) решается численно на основе явных разностных схем по горизонтальным координатам и неявных разностных схем по вертикальной координате. Для аппроксимации оператора адвекции Λ применяются

монотонные разностные схемы. Детальное описание численного алгоритма дано в [11]. По горизонтальным координатам используется та же расчетная сетка, что и в модели *SWAN*. По σ-координате задается 11 равномерных расчетных уровней.

Модель взмучивания донных осадков. Модель взмучивания донных осадков включена в модель циркуляции вод и основана на численном решении уравнения переноса – диффузии вида

$$\frac{\partial}{\partial t}(DC) + \Lambda C - \frac{\partial (w_s C)}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial x_\beta}\left(A_C D \frac{\partial C}{\partial x_\beta} \right) + \frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{K_C}{D} \frac{\partial C}{\partial \sigma} \right), \tag{9}$$

где C – объемная концентрация взвешенных частиц, м^3/м^3; w_s – скорость гравитационного оседания частиц, зависящая от их плотности ρ_c и среднего диаметра d_{50}; A_C, K_C – коэффициенты горизонтальной и вертикальной диффузии, определяемые в модели циркуляции вод.

На твердых боковых границах расчетной области ставятся условия равенства нулю турбулентных потоков субстанции C.

На свободной поверхности задается условие отсутствия потока взвеси [6, 14]

$$-w_s C - \frac{K_C}{D}\frac{\partial C}{\partial \sigma} = 0. \tag{10}$$

Поток взмученного вещества со дна определяется разностью потоков эрозии F_e и седиментации F_d [6, 14]:

$$-w_s C - \frac{K_C}{D}\frac{\partial C}{\partial \sigma} = F_e - F_d. \tag{11}$$

Потоки F_e и F_d являются функциями придонного сдвигового напряжения τ_b, обусловленного совместным вкладом течений и волн. В контексте рассматриваемой задачи величина τ_b играет ключевую роль в моделировании процесса взмучивания донных осадков.

Поток эрозии отличен от нуля в случае, когда придонные сдвиговые напряжения превышают критическое значение τ_{ce}:

$$F_e = \begin{cases} M_0\left(\dfrac{\tau_b}{\tau_{ce}} - 1 \right), & \tau_b \ge \tau_{ce}, \\ 0, & \tau_b < \tau_{ce}, \end{cases} \tag{12}$$

где M_0 – эмпирический коэффициент, характеризующий интенсивность взмучивания осадков и изменяющийся в пределах 10^{-6}–10^{-2} кг/(м^2·с) [15].

Поток седиментации определяется концентрацией осадков у дна C_a и отличен от нуля, когда придонные сдвиговые напряжения меньше некоторого критического значения τ_{cd} [6, 14]:

$$F_d = \begin{cases} w_s C_a \left(1 - \dfrac{\tau_b}{\tau_{cd}}\right), & \tau_b < \tau_{cd}, \\ 0, & \tau_b \geq \tau_{cd}, \end{cases} \tag{13}$$

где величина C_a оценивается по формулам [16, с. 673]

$$C_a = 0{,}015\left(\frac{d_{50}}{a}\right)\frac{(\tau_b/\tau_s - 1)^{1,5}}{d_*^{0,3}}, \quad d_* = d_{50}\left[\frac{g\Delta}{\nu^2}\right]^{1/3}, \ \Delta = \frac{\rho_c}{\rho} - 1, \tag{14}$$

здесь $a = 0{,}05D$ – отсчетный уровень; d_* – безразмерный диаметр частиц; ν = 10^{-6} м^2/с – коэффициент молекулярной вязкости; τ_s – придонное сдвиговое напряжение, определяемое по критерию Шильдса.

Для оценки τ_b используются соотношения [2] [7, с. 37]

$$\tau_b = \sqrt{(\tau_m + \tau_w|\cos\varphi|)^2 + \left(\tau_w|\sin\varphi|\right)^2}, \quad \tau_m = \tau_c\left[1 + 1{,}2\left(\frac{\tau_w}{\tau_c + \tau_w}\right)^{3,2}\right], \tag{15}$$

где φ – угол между направлением течения и волн.

Придонное сдвиговое напряжение, обусловленное действием волн, определяется в виде

$$\tau_w = \frac{1}{2}\rho f_w U_w^2, \tag{16}$$

где f_w – коэффициент волнового сопротивления; U_w – скорость придонных орбитальных движений из модели *SWAN*. Для оценки f_w применяется полуэмпирическая зависимость [5, с. 100; 17]

$$f_w = \min\{\exp[5{,}5(k_b/A)^{0,2} - 6{,}3], 0{,}3\}, \tag{17}$$

где $k_b = 2{,}5d_{50}$; $A = U_w T_p / 2\pi$.

Результаты исследования и их обсуждение

Динамика вод залива Восточный Сиваш в значительной мере определяется локальными особенностями атмосферных процессов синоптического масштаба. Согласно данным глобального атмосферного реанализа *ERA-Interim* [3] за период 1979–2020 гг., статистические характеристики скорости приземного

[2] *Soulsby R. L.* Dynamics of marine sands: a manual for practical applications. London : Tomas Telford Services, 1997. 249 p.

[3] URL: apps.ecmwf.int (дата обращения: 03.06.2024).

ветра W для исследуемой акватории следующие [5]: среднее многолетнее значение – 7,3 м/с; среднеквадратическое отклонение – 3,6 м/с. Наибольшую повторяемость (23 %) имеет ветер северо-восточного направления, а наименьшую (5 %) – ветер юго-восточного направления. Повторяемость ветров других направлений не превышает 10–12 %.

С точки зрения исследований взмучивания донных осадков в заливе Восточный Сиваш наибольший интерес представляют случаи воздействия на акваторию залива интенсивных нестационарных атмосферных возмущений типа циклонов. Поэтому в качестве атмосферного форсинга из данных реанализа *ERA-Interim* была выбрана синоптическая ситуация (с 00:00 10 ноября 2007 г. до 00:00 13 ноября 2007 г.), когда в западной части Черного моря сформировался аномально глубокий циклон. Циклон смещался в восточном направлении в сторону Азовского моря и при своем движении пересек акваторию залива Восточный Сиваш, создав над ним существенные атмосферные возмущения.

Взмучивание моделировалось при следующих значениях входных параметров: ρ_c = 2000 кг/м^3; d_{50} = 0,01 мм; τ_{ce} = 0,13 Н/м^2; τ_{cd} = 0,1 Н/м^2; $M_0 = 10^{-5}$ кг/м^2/с.

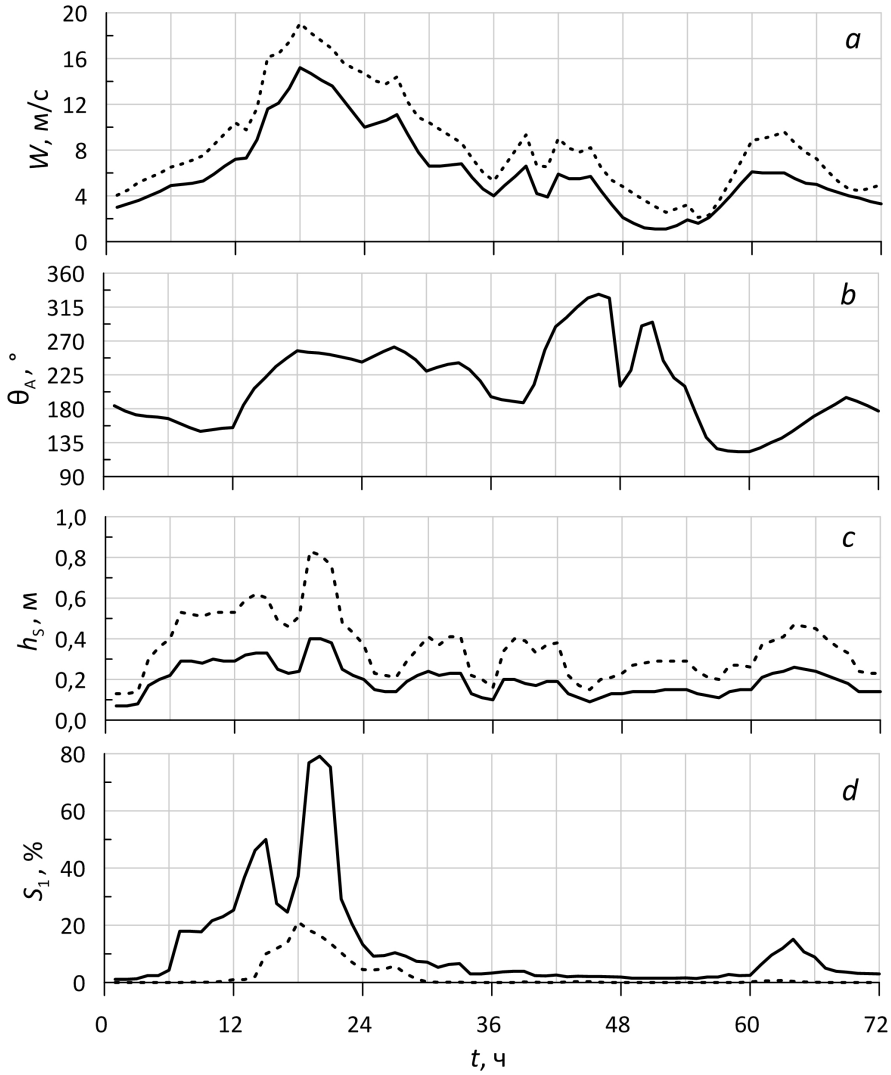
Эти константы взяты из работ [6, с. 9; 7, с. 40]. Скорость оседания частиц w_s определяется по заданным значениям ρ_c и d_{50}. Расчеты проводились для илистой фракции донных частиц, поскольку дно залива Восточный Сиваш представляет собой слой ила толщиной до 5 м и более [4].

Численное моделирование выполнялось в два этапа. На первом этапе с помощью модели *SWAN* рассчитывались волновые параметры, входящие в формулы расчета придонных напряжений (12)–(17). Волновые поля сохранялись с дискретностью 1 ч. На втором этапе с использованием модели циркуляции вод рассчитывались поля течений и концентрации взвешенных частиц.

На рис. 2, *a* показано изменение во времени скорости приводного ветра W над акваторией залива Восточный Сиваш для рассматриваемой синоптической ситуации (сплошная кривая – среднее по акватории значение W, штриховая кривая – максимальное по акватории значение W). Зависимость от времени среднего направления ветра θ_A над акваторией залива дана на рис. 2, *b*. На этом и других графиках момент времени $t = 0$ соответствует начальной дате синоптической ситуации.

Наиболее значительные изменения W происходят на интервале времени от 0 до 36 ч. До t = 18 ч скорость ветра монотонно увеличивается от 4 м/с до своего максимального значения. При $t \leq 12$ ч преобладает ветер южного и юго-восточного направлений. После 12 ч ветер меняет свое направление на юго-западное. При $t > 18$ ч происходит затухание шторма и уменьшение скорости ветра.

[4] *Стащук М. Ф., Супрычев В. А., Хитрая М. С.* Минералогия, геохимия и условия формирования донных отложений Сиваша. Киев : Наукова думка, 1964. 174 с.



Р и с. 2. Скорость ветра W (*a*), направление ветра θ_A (*b*), высоты значительных волн h_s (*c*) (сплошная кривая – средние по акватории значения, штриховая – максимальные по акватории значения) и интегральный показатель взмучивания донных осадков S_1 (сплошная линия – с учетом волнового напряжения, штриховая – без учета) (*d*)

F i g. 2. Wind speed W (*a*), wind direction θ_A (*b*), significant wave heights h_s (*c*) (solid curve shows the average values over the water area, dashed line – the maximum values over the water area), and integral indicator of the bottom sediments resuspension S_1 (solid line – with regard for a wave stress, dashed line – with no regard for it) (*d*)

При прохождении атмосферного циклона в заливе генерируется нестационарное поле волнения, что обусловлено изменчивостью во времени скорости и направления ветра. Зависимости от времени высоты значительных волн h_s для рассматриваемой синоптической ситуации приведены на рис. 2, *c* (сплош-

ная кривая – среднее по акватории значение h_s, штриховая кривая – максимальное по акватории значение h_s). Видно, что высота волн чувствительна к изменениям как скорости ветра, так и его направления. При смене направления ветра высота волн уменьшается. Прослеживается сдвиг по фазе в 1 ч между временем возникновения максимумов скорости ветра и высоты волн. Максимум скорости ветра достигается при t = 18 ч, а максимум высоты волн – при t = 19 ч.

Для количественной оценки интенсивности взмучивания донных осадков в заливе Восточный Сиваш использовался интегральный показатель взмучивания

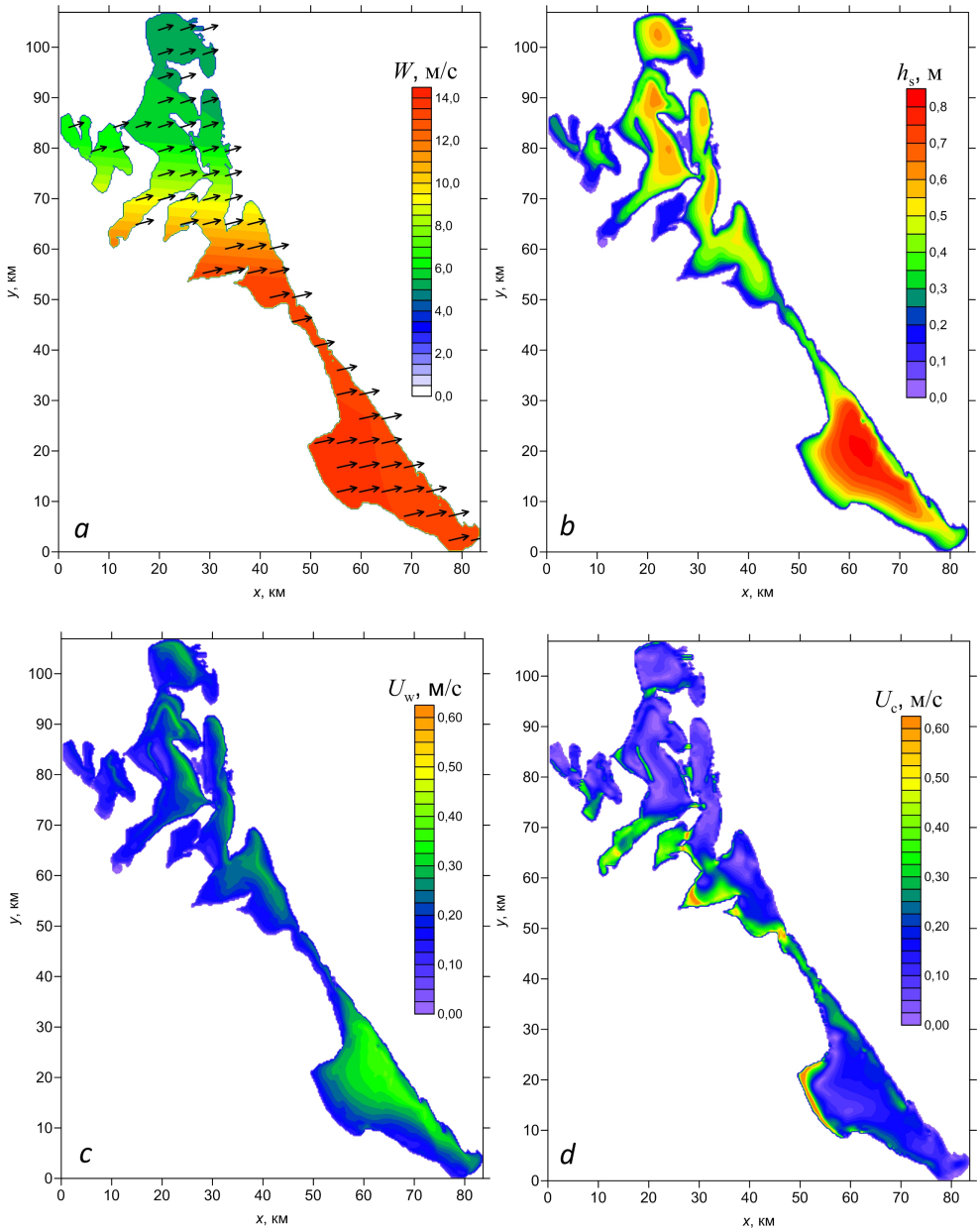
$$S_n = 100\,\% \cdot A_n / A_0 \,, \tag{18}$$

где A_n – площадь поверхности залива, для которой выполняется условие возникновения эрозии донных осадков $\tau_b \geq n\tau_{ce}$, $n \geq 1$ – целое число; A_0 – площадь поверхности всего залива.

Было выполнено два расчета интегрального показателя взмучивания. В первом расчете показателя (18) при определении придонных напряжений τ_b учитывалось волновое напряжение τ_w. Зависимость S_1 от t (сплошная кривая на рис. 2, *d*) имеет два пика, им соответствуют максимальные значения: S_1 = 50 % при t = 15 ч; S_1 = 80 % при t = 20 ч. Таким образом, в период максимального развития шторма на 80 % акватории залива создаются условия для взмучивания донных осадков. Пики кривой S_1 смещены относительно максимумов высоты волн на 1 ч вперед и они достаточно острые, что указывает на быстрое протекание процессов эрозии и осаждения донных осадков. Наиболее сильное взмучивание возникает в период максимального развития ветрового волнения и длится в течение 3–4 ч. При $n > 1$ (зоны интенсивного взмучивания) получены следующие значения максимумов показателя взмучивания: S_2 = 35 %; S_3 = 10 %; S_4 = 5 %.

Второй расчет показателя взмучивания (штриховая кривая на рис. 2, *d*) выполнялся без учета волнового напряжения ($\tau_b = \tau_c$). В этом случае проявляется только один максимум S_1 = 21 % при t = 18 ч, что соответствует времени наступления максимума скорости ветра. Из сопоставления обоих вариантов расчетов показателя S_1 следует вывод: придонное волновое напряжение вносит определяющий вклад в формирование областей взмучивания донных осадков, что объясняется мелководностью залива.

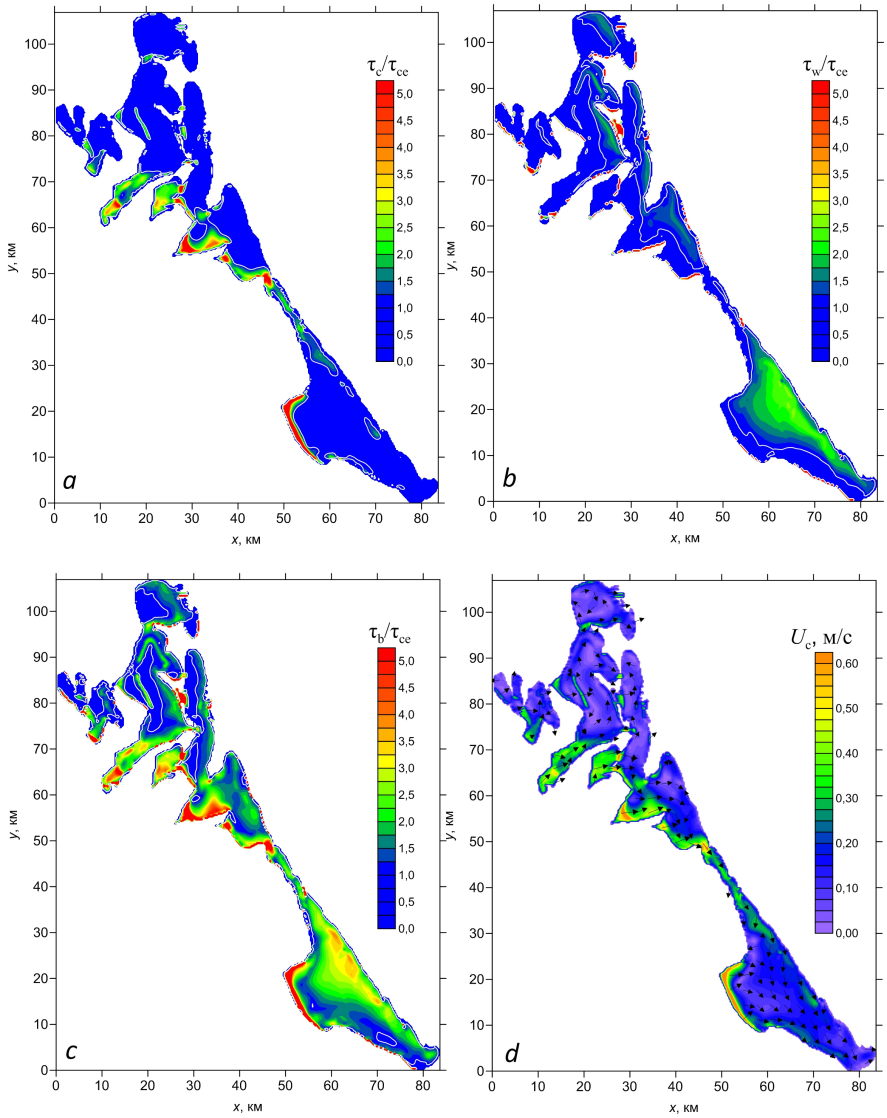
Перейдем к рассмотрению пространственной структуры модельных полей. В качестве характерного примера на рис. 3 показаны пространственные распределения скорости ветра W, высоты значительных волн h_s, скорости придонных волновых течений U_w и скорости ветровых течений в придонном слое U_c.



Р и с. 3. Скорость и направление ветра (*a*), высота значительных волн (*b*), скорость придонных волновых (*c*) и придонных ветровых (*d*) течений в заливе Восточный Сиваш при t = 19 ч
F i g. 3. Wind speed and direction (*a*), significant wave heights (*b*), velocity of the bottom wave (*c*) and bottom wind (*d*) currents in the Eastern Sivash Bay at t = 19 h

Эти поля соответствуют моменту времени t = 19 ч, когда ветровое волнение в заливе достигло максимальной интенсивности. Ветер имеет преобладающее направление западо-юго-запад и его скорость максимальна в южной части залива (рис. 3, *a*). Здесь же прослеживается область максимального волне-

ния с высотами волн, превышающими 0,8 м (рис. 3, *b*). В котловинах происходит интенсификация волнения. Области максимумов волнения смещены к наветренному берегу. Скорости придонных волновых течений достигают 0,4 м/с. При этом конфигурации поля скоростей придонных волновых течений (рис. 3, *c*) и поля высот волн хорошо соответствуют друг другу. Области максимумов придонных ветровых течений со скоростями до 0,8 м/с локализованы на мелководье у подветренных берегов бассейна и в узости, соединяющей северную и южную части залива (рис. 3, *d*).



Р и с. 4. Пространственное распределение придонных сдвиговых напряжений в заливе Восточный Сиваш и скорости ветровых течений в придонном слое при $t = 19$ ч

F i g. 4. Spatial distribution of bottom shear stresses in the Eastern Sivash Bay, and wind current velocities in the bottom layer at $t = 19$ h

На рис. 4 для t = 19 ч приведены поля придонных сдвиговых напряжений τ_c, τ_w и τ_b, нормированные на критическое значение τ_{ce}. В целом конфигурация этих полей подобна конфигурации полей придонных течений (рис. 4, *d*). Компонента сдвиговых напряжений, обусловленная ветровыми течениями, усиливается у подветренных берегов, а волновая компонента сдвиговых напряжений, напротив, усиливается у наветренных берегов бассейна.

В отдельных случаях значения τ_c заметно превосходят значения τ_w. Тем не менее сильные придонные напряжения, вызванные течениями, сосредоточены в небольших по площади районах, в то время как волны генерируют придонные напряжения $\tau_w \geq \tau_{ce}$ на гораздо большей площади залива. Таким образом, при расчете суммарного придонного напряжения τ_b необходимо учитывать как придонное напряжение, создаваемое волнами, так и напряжение, генерируемое течениями.

Анализ вертикальной структуры поля концентрации C показал, что профили концентрации илистой взвеси во время шторма слабо зависят от глубины. Взмучивание илистых осадков происходит очень быстро. Максимальные перепады между значениями C на поверхности и у дна составляют не более 0,1 мг/л. Такое постоянство профилей обусловлено мелководностью залива и действием вертикального перемешивания.

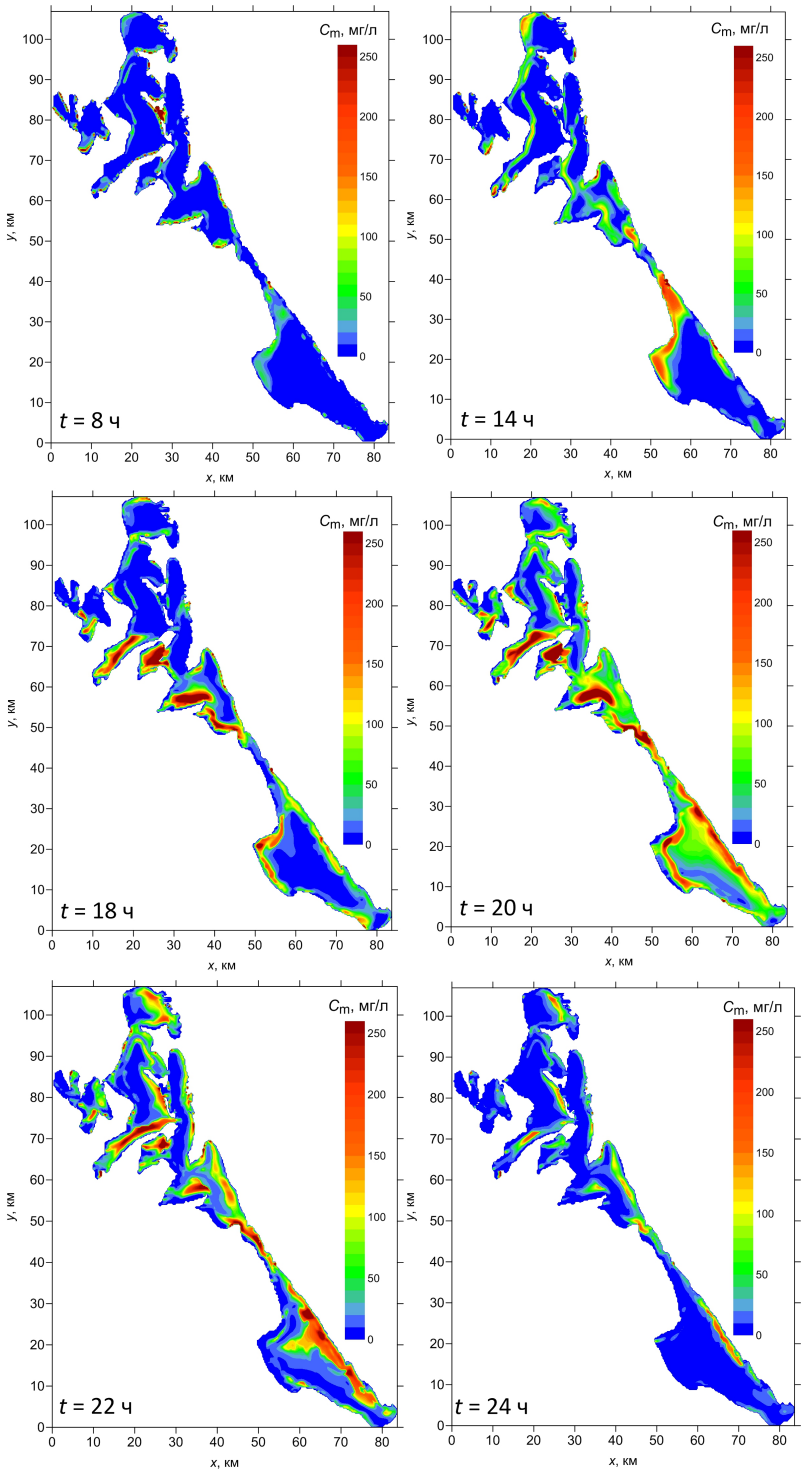
На рис. 5 для характерных моментов времени показаны поля средней по глубине концентрации взвешенного вещества

$$C_m = \int_{-1}^{0} C d\sigma .$$

На начальной стадии (t = 8 ч) у берегов возникают локальные очаги взмучивания, которые со временем увеличиваются в размерах и усиливаются. К моменту времени t = 20 ч взмучивание донных осадков достигает максимальной интенсивности. Далее начинаются процессы осаждения – концентрация взвеси в толще воды достаточно быстро уменьшается, а области взмучивания начинают сокращаться (t = 24 ч).

В период шторма в зонах, где максимальны скорости придонных ветровых течений, расчетные значения C_m в отдельных точках достигают 250 мг/л. В численных экспериментах такой результат определяется в первую очередь малыми глубинами залива, илистым характером дна и малыми значениями скорости оседания частиц. Вопрос о том, могут ли быть в Восточном Сиваше такие большие значения концентрации, остается открытым, поскольку в настоящее время нет данных о концентрациях взвеси в штормовых условиях. Можно отметить, что расчеты для полностью илистого дна Невской губы дают такие же по порядку значения концентрации взвеси [7].

В модели взмучивания донных осадков (9)–(17), как, впрочем, и в других подобных моделях, значения входных параметров имеют большую степень неопределенности. Поэтому представляет интерес оценить чувствительность рассматриваемой модели взмучивания к изменениям значений этих параметров.



Р и с. 5. Поле средней по глубине концентрации взвешенного вещества C_m в заливе Восточный Сиваш для разных моментов времени

F i g. 5. Field of the depth-average concentration of suspended matter C_m in the Eastern Sivash Bay for different time points

Для количественной оценки чувствительности модели взмучивания к вариациям входных параметров было выполнено 12 численных экспериментов с разными комбинациями параметров. Список значений параметров приведен в табл. 1. Анализировались отклонения модельного решения от базового варианта (k = 1).

Таблица 1
Table 1

Параметры модели взмучивания донных осадков
Parameters of the bottom sediments resuspension model

k	ρ_c, кг/м^3 / ρ_c, kg/m^3	d_{50}, мм / d_{50}, mm	τ_{ce}, Н/м^2 / τ_{ce}, H/m^2	τ_{cd}, Н/м^2 / τ_{cd}, H/m^2	M_0, кг/м^2/с / M_0, kg/m^2/s
1	2000	0,010	0,130	0,10	10^{-5}
2	2000	0,010	0,156	0,10	10^{-5}
3	2000	0,010	0,104	0,10	10^{-5}
4	2000	0,015	0,130	0,10	10^{-5}
5	2000	0,020	0,130	0,10	10^{-5}
6	2000	0,010	0,130	0,10	10^{-4}
7	2000	0,010	0,130	0,10	10^{-6}
8	2000	0,010	0,130	0,10	10^{-3}
9	2000	0,010	0,130	0,12	10^{-5}
10	2000	0,010	0,130	0,08	10^{-5}
11	2100	0,010	0,130	0,10	10^{-5}
12	1900	0,010	0,130	0,10	10^{-5}

Примечание: k – номер эксперимента.
Note: k is the experiment number.

Для каждого k рассчитывался интегральный показатель

$$B_{kp} = 100\,\% \cdot Q_{kp} / Q_0 \,, \tag{19}$$

где индекс p – пороговое значение средней концентрации взвешенного вещества C_{m}, характеризующее интенсивность взмучивания; Q_{kp} – общая площадь поверхности залива для которой выполняется условие $C_{\mathrm{m}} \geq p$; Q_0 – общая площадь поверхности всего залива.

Показатель (19) дает суммарный относительный размер областей взмучивания донных осадков разной интенсивности в конкретный момент времени. Рассматривалось пять пороговых значений p (5, 10, 25, 50 и 100 мг/л). Было выявлено, что наибольшее увеличение показателя B_{kp} происходит в период максимального развития шторма (t = 19–22 ч), поэтому анализировалась чувствительность максимумов B_{kp} к изменениям входных параметров.

Ниже для каждого численного эксперимента дан $\max B_{kp}$, а также разность $\gamma_{kp} = \max B_{kp} - \max B_{1p}$ (табл. 2), представляющая собой отклонение максимума B_{kp} от максимума B_{1p} базового эксперимента.

Таблица 2
Table 2

Значения $\max B_{kp}$ (%) и γ_{kp} (%) для разных вариантов задания параметров модели взмучивания
Values of $\max B_{kp}$ (%) and γ_{kp} (%) for different options of specifying the resuspension model parameters

k	p, мг/л / p, mg/l									
	5		10		25		50		100	
	$\max B_{kp}$	γ_{kp}	$\max B_{kp}$	γ_{kp}	$\max B_{kp}$	γ_{kp}	$\max B_{kp}$	γ_{kp}	$\max B_{kp}$	γ_{kp}
1	94	0	91	0	82	0	70	0	49	0
2	91	−3	86	−5	73	−9	58	−12	36	−13
3	97	3	95	4	88	6	80	10	65	16
4	90	−4	86	−5	76	−6	62	−8	37	−12
5	87	−7	82	−9	70	−12	53	−17	27	−22
6	96	2	94	3	90	8	87	17	83	34
7	76	−18	57	−34	24	−58	9	−61	2	−47
8	92	−2	90	−1	85	3	82	12	78	29
9	94	0	91	0	81	1	68	2	47	2
10	95	0	92	1	83	0	72	0	51	0
11	94	0	91	1	81	0	70	0	49	0
12	94	0	92	1	82	0	70	0	49	0

Во всех экспериментах с увеличением p происходит уменьшение показателя B_{kp}. В поведении параметра γ_{kp} прослеживается обратная тенденция – с увеличением p отклонения максимумов от базового эксперимента по абсолютной величине увеличиваются, т. е. влияние вариаций параметров модели сильнее сказывается для областей с большими значениями концентрации взвеси.

В экспериментах 2 и 3 оценивалось влияние критического сдвигового напряжения τ_{ce} на изменения площадей взмучивания. Значение τ_{ce} менялось на ±20 % относительно базового значения. При увеличении τ_{ce} на 20 % происходит, в зависимости от значений p, сокращение площадей взмучивания на 3–13 %. При уменьшении τ_{ce} на 20 % площади взмучивания увеличиваются на 3–16 %.

В экспериментах 4 и 5 варьировался средний диаметр частиц d_{50}. Увеличение d_{50} на 50 и 100 % дает уменьшение площадей взмучивания на 4–12 и 7–22 % соответственно.

В экспериментах 6, 7 и 8 менялось значение параметра M_0. При уменьшении M_0 на порядок площади взмучивания сокращаются на 18–61 %. Увеличение этого параметра на два порядка дает увеличение площадей взмучивания на 2–34 %.

В экспериментах 9 и 10 оценивалось влияние напряжения τ_{cd} на изменения площадей взмучивания. Выявлена слабая зависимость площадей взмучивания от значений этого параметра (изменения не превышают 2 %).

Как показали эксперименты 11 и 12, изменения плотности частиц донных наносов ρ_c на ±5 % относительно базового значения также не оказывают заметного влияния на изменения площадей взмучивания (изменения не превышают 2 %).

Таким образом, наиболее значимыми в используемой модели взмучивания донных осадков являются параметры τ_{ce} и M_0, определяющие интенсивность вертикального потока частиц со дна.

Интегральный показатель типа B_{kp} представляется возможным использовать для уточнения значений входных параметров модели взмучивания по данным дистанционного зондирования для отдельных районов Азовского моря. Для этого необходимо по космическим снимкам с использованием регионального алгоритма оценки концентрации взвешенного вещества [18] получить площади взмучивания и рассчитать показатель B_{kp}. Далее на основе серии модельных расчетов подобрать значение этого показателя, которое близко к значению показателя, полученного по данным дистанционного зондирования. Задача оценки параметров модели взмучивания донных осадков в мелководных акваториях представляет самостоятельный интерес и рассматривается авторами как продолжение исследований, представленных в данной статье.

Заключение

На основе комбинации численных моделей ветрового волнения и течений исследован процесс взмучивания донных илистых осадков в восточной части залива Сиваш в период экстремального шторма 10–13 ноября 2007 г. Анализ результатов численного моделирования показал следующее.

Наиболее сильное взмучивание донных осадков в заливе происходит в период максимального усиления ветрового волнения и длится в течение 3–4 ч. В период шторма вертикальные профили концентрации илистой взвеси C слабо зависят от глубины. Максимальные перепады между значениями C на поверхности и у дна составляют не более 0,1 мг/л.

Придонные волновые напряжения τ_w вносят определяющий вклад в формирование областей взмучивания донных осадков в заливе. При их учете на 80 % площади залива создаются условия для формирования областей взмучивания ($\tau_w \geq \tau_{ce}$). Если при моделировании волновые напряжения не учитываются, то общая площадь взмучивания сокращается в ~ 4 раза.

Течения также могут формировать придонные напряжения $\tau_c \geq \tau_{ce}$, однако это происходит на небольших участках акватории вблизи берега, в то время, как волны генерируют придонные напряжения $\tau_w \geq \tau_{ce}$ на большей части залива. Таким образом, при расчете суммарного придонного напряжения

τ_b необходимо учитывать как волновые напряжения, так и напряжения, вызванные непосредственно течениями.

На основе многовариантных расчетов установлено, что используемая модель взмучивания илистых осадков наиболее чувствительна к вариациям значений параметров τ_{ce} и M_0, которые определяют интенсивность вертикального потока частиц со дна бассейна.

Результаты работы могут быть полезны при планировании и интерпретации натурных экспериментов в заливе Сиваш и других мелководных районах Азовского моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Совга Е. Е., Ерёмина Е. С., Дьяков Н. Н.* Система экологического мониторинга залива Сиваш в современных условиях // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2018. № 2. С. 22–38. EDN YLLQKD. https://doi.org/10.22449/2413-5577-2018-2-22-38
2. *Совга Е. Е., Ерёмина Е. С., Хмара Т. В.* Водный баланс залива Сиваш в условиях изменчивости природно-климатических и антропогенных факторов // Морской гидрофизический журнал. 2018. Т. 34, № 1. С. 71–81. EDN YWNTSE. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2018-1-71-81
3. *Фомин В. В., Полозок А. А.* Особенности формирования речного плюма в мелководной лагуне (на примере залива Сиваш, Азовское море) // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2022. № 3. С. 28–42. EDN EZJTCH. https://doi.org/10.22449/2413-5577-2022-3-28-41
4. *Polozok A. A., Fomin V. V., Ivancha E. V.* Numerical modeling of wind currents in the Sivash Gulf (Sea of Azov) // Processes in GeoMedia. Singapore : Springer, 2023. Vol. VII. P. 9–20. https://doi.org/10.1007/978-981-99-6575-5_2
5. *Фомина И. Н., Фомин В. В., Полозок А. А.* Ветровое волнение в заливе Сиваш по результатам численного моделирования // Экология. Экономика. Информатика. Серия: Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем. Ростов-на-Дону : Изд-во ЮНЦ РАН, 2022. Т. 1, вып. 7. С. 97–102. EDN OLXIHC. https://doi.org/10.23885/2500-395X-2022-1-7-97-102
6. Исследование полей концентрации взвеси на северо-западном шельфе Черного моря при взмучивании донных осадков движущимся циклоном / Д. В. Алексеев [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2007. № 1. С. 3–20. EDN YOTXED.
7. *Мартьянов С. Д., Рябченко В. А.* Воспроизведение взмучивания и переноса донных осадков в Невской губе на основе трехмерной модели циркуляции // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2013. Т. 6, № 4. С. 32–43. EDN SCDDDP.
8. *Совга Е. Е., Ерёмина Е. С., Латушкин А. А.* Экспедиционные исследования, проведенные Морским гидрофизическим институтом в акватории залива Сиваш весной и осенью 2018 года // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36, № 2. С. 176–185. EDN YMJORA. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-2-176-185
9. *Ломакин П. Д.* Особенности полей океанологических величин в заливе Сиваш (Азовское море) // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 6. С. 696–709. EDN WKCUAX. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2021-6-696-709
10. *Booij N., Ris R. C., Holthuijsen L. H.* A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1999. Vol. 104, iss. C4. P. 7649–7666. https://doi.org/10.1029/98JC02622
11. *Иванов В. А., Фомин В. В.* Математическое моделирование динамических процессов в зоне море – суша. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. 363 с.
12. *Blumberg A. F., Mellor G. L.* A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model // Three-Dimensional Coastal Ocean Models. Washington, DC : Wiley, 1987. P. 1–16.

13. *Smagorinsky J.* General circulation experiments with the primitive equations: I. The basic experiment // Monthly Weather Review. 1963. Vol. 91, iss. 3. P. 99–164. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1963)091<0099:GCEWTP>2.3.CO;2

14. *Burchard H., Bolding K., Villarreal M.* Three-dimensional modelling of estuarine turbidity maxima in a tidal estuary // Ocean Dynamics. 2004. Vol. 54, iss. 2. P. 250–265. https://doi.org/10.1007/s10236-003-0073-4

15. *Yang Z., Hamrick J. M.* Variational inverse parameter estimation in a cohesive sediment transport model: An adjoint approach // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2003. Vol. 108, iss. C2. 3055. https://doi.org/10.1029/2002jc001423

16. *Van Rijn L. C.* Unified view of sediment transport by currents and waves. II: Suspended transport // Journal of Hydraulic Engineering. 2007. Vol. 133, iss. 6. P. 668–689. https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2007)133:6(668)

17. *Kuhrts C., Fennel W., Seifert T.* Model studies of transport of sedimentary material in the western Baltic // Journal of Marine Systems. 2004. Vol. 52, iss. 1–4. P. 167–190. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2004.03.005

18. Определение концентрации взвешенного вещества в Черном море по данным спутника MODIS / Д. А. Кременчуцкий [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2014. Вып. 29. С. 5–9. EDN UXWYMX.

Об авторах:

Фомин Владимир Владимирович, заведующий отделом вычислительных технологий и математического моделирования, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, **SPIN-код: 6992-2688, ORCID ID: 0000-0002-9070-4460, ResearcherID: H-8185-2015**, v.fomin@mhi-ras.ru

Иванча Елена Васильевна, младший научный сотрудник, отдел вычислительных технологий и математического моделирования, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **SPIN-код: 9981-7991, ORCID ID: 0000-0001-8328-4915, ResearcherID: AAG-9265-2020**, ev_ivancha@rambler.ru

Полозок Антон Александрович, старший инженер-программист, отдел вычислительных технологий и математического моделирования, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **SPIN-код: 5745-1021, ORCID ID: 0000-0002-0825-8669, ResearcherID: ADJ-1790-2022**, polozok.umi@gmail.com

Морской гидрофизический институт РАН

Подписку на очередные номера «Морского гидрофизического журнала» можно оформить по Интернет каталогу «Пресса по подписке» (индекс 93632).

Адрес редакции:

299011, Севастополь, ул. Капитанская, д. 2
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр «Морской гидрофизический институт РАН»
Тел.: +7 (8692) 54-02-23
Сайт «Морского гидрофизического журнала»: мгфж.рф
Physical Oceanography (англоязычная версия): http://www.physical-oceanography.ru
E-mail: journal@mhi-ras.ru

Редакторы: Н. Б. Мороз, Л. Г. Анисимова
Компьютерная верстка: Л. А. Иванчик
Перевод: Т. А. Кузнецова, Е. Е. Петрова, Д. Б. Галаев
Информационная поддержка сайта журнала: А. О. Конопляников
Дизайн обложки: П. В. Поликарпов

Подписано в печать 15.06.2024 г. Дата выхода в свет 26.06.2024 г. Формат 70 × 108 1/16.
Цифровая печать. Усл. печ. л. 6,4. Усл. кр.-отт. 7,0. Уч.-изд. л. 6,85.
Бумага офсетная. Тираж 100 экз. Цена свободная.

Отпечатано в типографии ИП Копыльцов Павел Иванович. ИНН 366411965235
394052, Российская Федерация, г. Воронеж, ул. Маршала Неделина, дом 27, кв. 56