

ISSN 0233-7584

Том 41, № 4

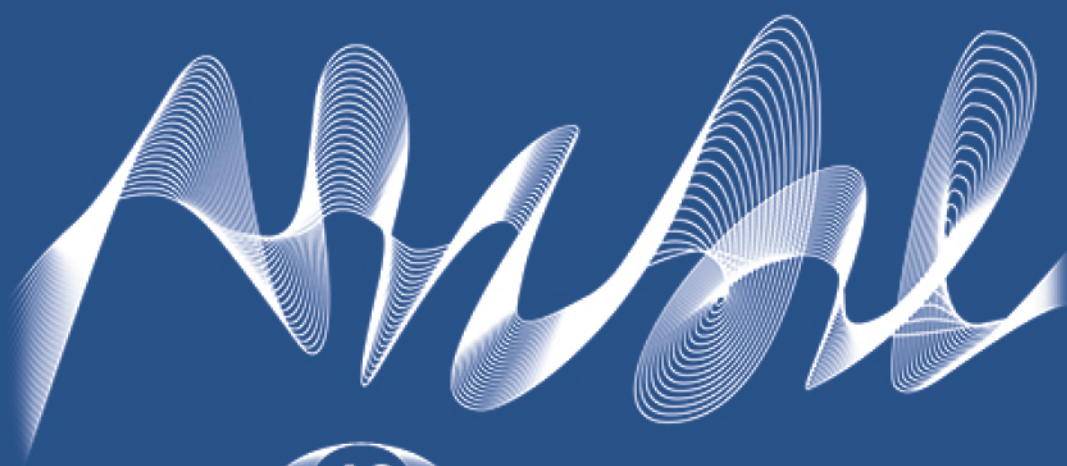
Июль – Август

2025



Морской гидрофизический журнал

мгфж.рф



40
ЛЕТ

1985

2025

ISSN 0233-7584

Том 41, № 4. 2025

Июль – Август

Сквозной номер выпуска – 244

Основан в январе 1985 года

Выходит 6 раз в год

16+

Vol. 41, no. 4. 2025

July – August

Continuous issue – 244

Founded in January 1985

Publication frequency:

6 issues per year

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), 1.6.18. 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: mifj.rp

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

- Коновалов Сергей Карпович** – главный редактор, директор ФГБУН ФИЦ МГИ, член-корреспондент РАН, д. г. н., ORCID ID: 0000-0002-5200-8448, secretary@mhi-ras.ru (Севастополь, Россия)
- Белокопытов Владимир Николаевич** – заместитель главного редактора, заведующий отделом ФГБУН ФИЦ МГИ, д. г. н., ORCID ID: 0000-0003-4699-9588 (Севастополь, Россия)
- Кубряков Александр Иванович** – заместитель главного редактора, главный научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., ORCID ID: 0000-0003-1899-9230 (Севастополь, Россия)
- Букатов Антон Алексеевич** – ответственный секретарь, ведущий научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, к. ф.-м. н., ORCID ID: 0000-0002-1165-8428, journal@mhi-ras.ru (Севастополь, Россия)
- Артамонов Юрий Владимирович** – ведущий научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, д. г. н., ResearcherID: AAC-6651-2020 (Севастополь, Россия)
- Бердников Сергей Владимирович** – директор ЮНЦ РАН, д. г. н., ORCID ID: 0000-0002-3095-5532 (Ростов-на-Дону, Россия)
- Бондур Валерий Григорьевич** – научный руководитель НИИ «АЭРОКОСМОС», академик РАН, д. т. н., проф., ORCID ID: 0000-0002-2049-6176 (Москва, Россия)
- Васечкина Елена Федоровна** – зам. директора по научно-методической и образовательной работе ФГБУН ФИЦ МГИ, д. г. н., ORCID ID: 0000-0001-7007-9496 (Севастополь, Россия)
- Гертман Исаак** – глава департамента Израильского океанографического и лимнологического исследовательского центра, руководитель Израильского морского центра данных, к. г. н., ORCID ID: 0000-0002-6953-6722 (Хайфа, Израиль)
- Гризин Дмитрий Геннадисович** – зав. отделом, главный метролог АО «Концерн «ЦНИИ «Электроприбор», д. т. н., профессор кафедры мехатроники ИТМО, Scopus Author ID: 25638150600 (Санкт-Петербург, Россия)
- Деметрашвили Демури Ильич** – зав. сектором математического моделирования геофизических процессов моря и атмосферы, Институт геофизики им. М. Нодиа Тбилисского госуниверситета им. Ив. Джавахишвили, д. ф.-м. н., ORCID ID: 0000-0002-4789-4852 (Тбилиси, Грузия)
- Добролюбов Сергей Анатольевич** – декан географического факультета МГУ, академик РАН, д. г. н., проф., ResearcherID: A-9688-2012 (Москва, Россия)
- Долгих Григорий Иванович** – ведущий научный сотрудник. ТОИ ДВО РАН, д. ф.-м. н., академик РАН, проф., ORCID ID: 0000-0002-2806-3834 (Владивосток, Россия)
- Долгих Станислав Григорьевич** – заведующий лабораторией нелинейной гидрофизики и природных катастроф, ТОИ ДВО РАН, член-корреспондент РАН, д. т. н., ORCID ID: 0000-0001-9828-5929
- Дулов Владимир Александрович** – зав. лабораторией ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., проф., ORCID ID: 0000-0002-0038-7255 (Севастополь, Россия)
- Ефимов Владимир Васильевич** – зав. отделом ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., проф., ResearcherID: P-2063-2017 (Севастополь, Россия)
- Заболотских Елизавета Валерияновна** – ведущий научный сотрудник РГГМУ, д. ф.-м. н., Scopus Author ID: 6506482460 (Санкт-Петербург, Россия)
- Залесный Владимир Борисович** – ведущий научный сотрудник ИВМ РАН, д. ф.-м. н., проф., ORCID ID: 0000-0003-3829-3374 (Москва, Россия)
- Зацепин Андрей Георгиевич** – руководитель лаборатории ФГБУН ИО им. П. П. Ширшова РАН, главный научный сотрудник, д. ф.-м. н., ORCID ID: 0000-0002-5527-5234 (Москва, Россия)
- Зодиатис Джордж** – старший научный сотрудник Лаборатории прибрежных и морских исследований Института прикладной и вычислительной математики Фонда исследований и технологий – Эллада, Ph.D., ResearcherID: J-3032-2013 (Ираклион, Крит, Греция)
- Ибраев Рашит Ахметзиевич** – главный научный сотрудник ИВМ РАН, член-корреспондент РАН, д. ф.-м. н., ORCID ID: 0000-0002-9099-4541 (Москва, Россия)
- Ивашенко Игорь Кондратьевич** – старший научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, к. э. н. (Севастополь, Россия)
- Кныш Василий Васильевич** – ведущий научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., проф., ResearcherID: B-3603-2018 (Севастополь, Россия)
- Коротаев Геннадий Константинович** – научный руководитель ФГБУН ФИЦ МГИ, член-корреспондент РАН, д. ф.-м. н., проф., ResearcherID: K-3408-2017 (Севастополь, Россия)
- Кудрявцев Владимир Николаевич** – исполнительный директор Лаборатории спутниковой океанографии РГГУ, д. ф.-м. н., проф., ResearcherID: G-1502-2014 (Санкт-Петербург, Россия)
- Ли Михаил Ен Гон** – зав. отделом ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., проф., ORCID ID: 0000-0002-2292-1877 (Севастополь, Россия)
- Матишов Геннадий Григорьевич** – зам. президента РАН, зам. академика-секретаря Отделения наук о Земле РАН – руководитель Секции океанологии, физики атмосферы и географии, научный руководитель ЮНЦ РАН, академик РАН, д. г. н., проф., ORCID ID: 0000-0003-4430-5220 (Ростов-на-Дону, Россия)
- Римский-Корсаков Николай Андреевич** – зам. директора по направлению Морская техника ФГБУН ИО им. П. П. Ширшова РАН, д. т. н., ResearcherID: K-8378-2017 (Москва, Россия)
- Рубино Анджело** – Ph.D., профессор Università Ca' Foscari, ORCID ID: 0000-0003-3857-4811 (Венеция, Италия)
- Самодуров Анатолий Сергеевич** – зав. отделом ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., ResearcherID: V-8642-2017 (Севастополь, Россия)
- Фомин Владимир Владимирович** – зав. отделом ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., ORCID ID: 0000-0002-9070-4460 (Севастополь, Россия)
- Шапиро Георгий Иосифович** – профессор Плимутского университета, руководитель Плимутского центра океанских прогнозов, д. ф.-м. н. (Плимут, Англия)
- Шапиро Наум Борисович** – ведущий научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., ResearcherID: A-8585-2017 (Севастополь, Россия)
- Шокуров Михаил Викторович** – ведущий научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., ORCID ID: 0000-0003-1595-8281 (Севастополь, Россия)

EDITORIAL BOARD

- Sergey K. Kononov** – Editor-in-Chief, Director of FSBSI FRC MHI, corresponding member of RAS, Dr.Sci. (Geogr.), ORCID ID: 0000-0002-5200-8448, secretary@mhi-ras.ru (Sevastopol, Russia)
- Vladimir N. Belokopytov** – Deputy Editor-in-Chief, Head of Department of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Geogr.), ORCID ID: 0000-0003-4699-9588 (Sevastopol, Russia)
- Aleksandr I. Kubryakov** – Deputy Editor-in-Chief, Chief Scientist Researcher of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), ORCID ID: 0000-0003-1899-9230, ResearcherID: F-8959-2014 (Sevastopol, Russia)
- Anton A. Bukatov** – Executive Editor, Leading Research Associate of FSBSI FRC MHI, Ph.D. (Phys.-Math.), ORCID ID: 0000-0002-1165-8428, journal@mhi-ras.ru (Sevastopol, Russia)
- Yuri V. Artamonov** – Head Scientist Researcher of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Geogr.), ResearcherID: AAC-6651-2020 (Sevastopol, Russia)
- Sergey V. Berdnikov** – Director of FRC SSC of RAS, Dr.Sci. (Geogr.), ORCID ID: 0000-0002-3095-5532 (Rostov-on-Don, Russia)
- Valery G. Bondur** – Scientific Supervisor of ISR "AEROCOSMOS", academician of RAS, Dr.Sci. (Techn.), ORCID ID: 0000-0002-2049-6176 (Moscow, Russia)
- Demuri I. Demetrashvili** – Head of the sector of mathematical modeling of geophysical processes of sea and atmosphere, the Nodia Institute of Geophysics of the Javakhishvili Tbilisi State University, Dr.Sci. (Phys.-Math.), ORCID ID: 0000-0002-4789-4852 (Tbilisi, Georgia)
- Sergey A. Dobrolyubov** – Dean of Faculty of Geography of MSU, academician of RAS, Dr.Sci. (Geogr.), prof., ResearcherID: A-9688-2012 (Moscow, Russia)
- Grigory I. Dolgikh** – Head Scientific Researcher of POI FEB of RAS, Dr.Sci. (Phys.-Math.), academician of RAS, prof., ORCID ID: 0000-0002-2806-3834 (Vladivostok, Russia)
- Stanislav G. Dolgikh** – Head of Laboratory of Nonlinear Hydrophysics and Natural Disasters, POI FEB of RAS, corresponding member of RAS, Dr.Sci. (Techn.), ORCID ID: 0000-0001-9828-5929 (Vladivostok, Russia)
- Vladimir A. Dulov** – Head of Laboratory of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof., ORCID ID: 0000-0002-0038-7255 (Sevastopol, Russia)
- Vladimir V. Efimov** – Head of Department of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof., ResearcherID: P-2063-2017 (Sevastopol, Russia)
- Vladimir V. Fomin** – Head of Department of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), ORCID ID: 0000-0002-9070-4460 (Sevastopol, Russia)
- Isaac Gertman** – Head of the Physical Oceanography Department of Israel Oceanographic & Limnological Research, Head of IOLR data center ISRAMAR, Ph.D. (Geogr.), ORCID ID: 0000-0002-6953-6722 (Haifa, Israel)
- Dmitry G. Gryazin** – Head of Department, Chief Metrologist of SRC of the "Concern CSRI Elektropribor" JSC, Dr.Sci. (Techn.), prof. of Mechatronics of ITMO University, Scopus Author ID: 25638150600 (Saint Petersburg, Russia)
- Rashit A. Ibraev** – Chief Scientist Researcher of INM of RAS, corresponding member of RAS, Dr.Sci. (Phys.-Math.), ORCID ID: 0000-0002-9099-4541 (Moscow, Russia)
- Igor K. Ivashchenko** – Senior Scientist of FSBSI FRC MHI, Ph.D. (Econ.) (Sevastopol, Russia)
- Vasilii V. Knys** – Head Scientist Researcher of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof., ResearcherID: B-3603-2018 (Sevastopol, Russia)
- Gennady K. Korotaev** – Scientific Supervisor of FSBSI FRC MHI, corresponding member of RAS, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof., ResearcherID: K-3408-2017 (Sevastopol, Russia)
- Vladimir N. Kudryavtsev** – Executive Director of Satellite Oceanography Laboratory of RSHU, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof., ResearcherID: G-1502-2014 (Saint Petersburg)
- Michael E. G. Lee** – Head of Department of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof., ORCID ID: 0000-0002-2292-1877 (Sevastopol, Russia)
- Gennady G. Matishov** – Deputy President of RAS, Deputy academician-Secretary of the Department of Earth Sciences of Supervisor of RAS – Head of the Oceanology, Atmospheric Physics and Geography Section, Scientific Supervisor of SSC of RAS, academician of RAS, Dr.Sci. (Geogr.), prof., ORCID ID: 0000-0003-4430-5220 (Rostov-on-Don, Russia)
- Nikolay A. Rimski-Korsakov** – Deputy Director (Marine Engineering) of FSBSI P.P. Shirshov IO of RAS, Dr.Sci. (Techn.), ResearcherID: K-8378-2017 (Moscow, Russia)
- Angelo Rubino** – Professor of Ca' Foscari University, Ph.D. (Phys. Oceanogr.), ORCID ID: 0000-0003-3857-4811 (Venice, Italy)
- Anatoly S. Samodurov** – Head of Department of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), ResearcherID: V-8642-2017 (Sevastopol, Russia)
- Georgy I. Shapiro** – Head of Plymouth Ocean Forecasting Centre of the University of Plymouth, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof. in Phys. Oceanogr. (Plymouth, Great Britain)
- Naum B. Shapiro** – Head Scientist Researcher of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), ResearcherID: A-8585-2017 (Sevastopol, Russia)
- Mikhail V. Shokurov** – Head Scientist Researcher of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), ORCID ID: 0000-0003-1595-8281 (Sevastopol, Russia)
- Elena F. Vasechkina** – Deputy Director of FSBSI FRC MHI, Chief Research Associate of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Geogr.), ORCID ID: 0000-0001-7007-9496 (Sevastopol, Russia)
- Elizaveta V. Zabolotskikh** – Head Scientist Researcher of RSHU, Dr.Sci. (Phys.-Math.), Scopus Author ID: 6506482460 (Saint Petersburg, Russian)
- Vladimir B. Zalesny** – Head Scientific Researcher of INM of RAS, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof., ORCID ID: 0000-0003-3829-3374 (Moscow, Russia)
- Andrey G. Zatsepin** – Chief of Laboratory of FSBSI P.P. Shirshov IO of RAS, Chief Research Associate of FSBSI P.P. Shirshov IO of RAS, Dr.Sci. (Phys.-Math.), ORCID ID: 0000-0002-5527-5234 (Moscow, Russia)
- George Zodiatis** – Senior Researcher of Laboratory of Coastal and Marine Research of the Institute of Applied and Computational Mathematics. for Research and Technology Foundation – Hellas, Ph.D. (Oceanol.), ResearcherID: J-3032-2013 (Heraklion, Crete, Greece)

СОДЕРЖАНИЕ

Том 41, № 4. 2025

июль – август, 2025

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА

- Ли М. Е., Шибанов Е. Б.** Новый дифференциальный способ определения спектрального поглощения света взвесью и растворенным органическим веществом непосредственно в морской воде 399
- Ростов И. Д., Дмитриева Е. В., Жабин И. А.** Экстремальные явления морских волн тепла у восточного побережья полуострова Камчатка и в прилегающих районах в условиях современного глобального потепления 417
- Мороз В. В., Шатилина Т. А., Рудых Н. И.** Особенности формирования аномальных состояний термического режима вод в Курило-Камчатском районе 436

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ЭКСПЕДИЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

- Тищенко П. П., Тищенко П. Я.** Кислород в придонном слое вод Амурского залива (Японское море) в холодный период года 453
- Ломакин П. Д., Чепыженко А. А., Чепыженко А. И.** Окрашенное растворенное органическое вещество и общее взвешенное вещество как показатели загрязнения вод Керченского пролива 467
- Шевченко Г. В., Марыжихин В. Е.** Влияние прилива на гидрологические условия вблизи пролива Лаперуза по данным инструментальных измерений 484

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МОРСКИХ СИСТЕМ

- Ефимов В. В., Яровая Д. А.** Численное моделирование вторжения холодного воздуха в Крымский регион 22–24 января 2010 года 501
- Павлушин А. А.** Численное моделирование глубинных течений в Черном море с помощью двухслойной вихреразрешающей модели 515
- Васечкина Е. Ф., Филиппова Т. А., Фомин В. В.** Численное моделирование функционирования устричной фермы в заливе Донузлав и ее влияния на акваторию 537
- Чикин А. Л.** Численное исследование резонансных колебаний уровня воды в Азовском море под действием слабых внешних сил 557



Материалы журнала доступны на условиях лицензии Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0 International (CC BY-NC 4.0)

CONTENTS

Vol. 41, no 4. 2025

July – August, 2025

ANALYSIS OF OBSERVATIONS AND METHODS OF CALCULATING HYDROPHYSICAL FIELDS IN THE OCEAN

- Lee M. E., Shybanov E. B.** A new differential method for determining the light spectral absorption by suspended and dissolved organic matter directly in seawater 399
- Rostov I. D., Dmitrieva E. V., Zhabin I. A.** Extreme events of marine heat waves off the eastern coast of the Kamchatka Peninsula and in the adjacent areas under conditions of modern global warming 417
- Moroz V. V., Shatilina T. A., Rudykh N. I.** Features of forming the water abnormal thermal regimes in the Kuril-Kamchatka region..... 436

EXPERIMENTAL AND FIELD RESEARCH

- Tishchenko P. P., Tishchenko P. Ya.** Oxygen in the bottom layer of the Amur Bay waters (Sea of Japan) during the cold season 2013–2014..... 453
- Lomakin P. D., Chepyzhenko A. A., Chepyzhenko A. I.** Colored dissolved organic matter and total suspended matter as the indicators of water pollution in the Kerch Strait..... 467
- Shevchenko G. V., Maryzhikhin V. E.** Impact of tide on hydrological conditions near the La Perouse Strait based on instrumental measurements 484

MATHEMATICAL MODELING OF MARINE SYSTEMS

- Efimov V. V., Iarovaia D. A.** Numerical modeling of cold air intrusion in the Crimean region on January 22–24, 2010 501
- Pavlushin A. A.** Numerical simulation of deep currents in the Black Sea using a two-layer eddy-resolving model 515
- Vasechkina E. F., Filippova T. A., Fomin V. V.** Numerical modeling of the functioning of oyster farm in Donuzlav Bay and its impact on water area..... 537
- Chikin A. L.** Numerical study of resonant oscillations of water level in the Sea of Azov under the impact of weak external forces..... 557



All the materials of the journal are available under Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0 International (CC BY-NC 4.0)

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА

Научная статья

УДК 551.463.5

EDN: RLAЕКQ

Новый дифференциальный способ определения спектрального поглощения света взвесью и растворенным органическим веществом непосредственно в морской воде

М. Е. Ли ✉, Е. Б. Шибанов

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

✉ michael.lee.mhi@gmail.com

Поступила в редакцию 14.11.2024; одобрена после рецензирования 02.02.2025;
принята к публикации 15.05.2025.

Аннотация

Цель. Впервые представить новый способ определения спектрального поглощения света взвесью и растворенным органическим веществом непосредственно в морской воде без ее предварительного сгущения до суспензии, а также без осаждения взвеси на подложку фильтрованием – цель настоящей работы.

Методы и результаты. Предложен новый способ определения поглощения света примесями морской воды, основанный на использовании двух отражающих двустенных конусных кювет большой длины (соединенных с интегрирующей сферой), собранных по оптической схеме двухлучевого дифференциального спектрофотометра. Обе кюветы идентичные, в виде тонкостенных кварцевых конусов, коаксиально вложенных внутрь внешних таких же конусов, но с зеркальным покрытием. В случае, когда в измерительный канал помещена морская вода, а в опорный для сравнения – оптически чистая вода, будет определяться только суммарное общее поглощение взвесью и окрашенным растворенным органическим веществом. Для определения поглощения света отдельно только взвесью в морской воде необходимо в опорную кювету залить фильтрат той же морской воды, пропущенный через фильтр с порами 0,2 мкм. Фильтрат морской воды, помещенный в измерительный канал и сравниваемый с оптически чистой водой в опорном канале, позволяет определить спектр поглощения растворенным органическим веществом в исходной морской воде.

Выводы. Впервые предложено спектральные свойства поглощения света взвесью определять в естественном состоянии непосредственно в водной среде путем существенного увеличения чувствительности при условии полного сбора всех рассеянных лучей на приемном устройстве. Это достигнуто способом, основанным на применении двустенных конических кювет из кварцевого стекла, обладающих свойством увеличивать угол отражения на величину угла при вершине конуса при каждом последующем отражении. Поэтому объединение конических кювет в оптическую схему двухлучевого дифференциального фотометра с интегрирующей сферой позволяет получать корректные данные, не требующие введения поправок на влияние рассеянных лучей. Применение принципа работы двухлучевого дифференциального спектрофотометра дает возможность проводить спектральный анализ оптических свойств поглощения различных компонентов взвеси отдельно от всех других веществ и от свойств самой морской воды, в которой они находятся.

© Ли М. Е., Шибанов Е. Б., 2025

Ключевые слова: частицы взвеси, растворенное органическое вещество, поглощение света, рассеивающая среда, полное внутреннее отражение, двустенная конусная кювета, угол рассеяния

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2024-0012 «Анализ, диагноз и оперативный прогноз состояния гидрофизических и гидрохимических полей морских акваторий на основе математического моделирования с использованием данных дистанционных и контактных методов измерений».

Для цитирования: Ли М. Е., Шибанов Е. Б. Новый дифференциальный способ определения спектрального поглощения света взвесью и растворенным органическим веществом непосредственно в морской воде // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 4. С. 399–416. EDN RLAEKQ.

Original article

A New Differential Method for Determining the Light Spectral Absorption by Suspended and Dissolved Organic Matter Directly in Seawater

M. E. Lee ✉, E. B. Shybanov

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

✉ michael.lee.mhi@gmail.com

Abstract

Purpose. The purpose of the study is to present for the first time a new method for determining the light spectral absorption using suspended and dissolved organic matter directly in seawater without its preliminary thickening up to suspension and settling the latter onto a substrate by filtration.

Methods and Results. A new method for determining the light absorption by impurities in seawater is proposed. It is based on the application of two reflective double-walled conical cuvettes of large length connected at the input to an integrating sphere and assembled according to the optical scheme of a two-beam differential spectrophotometer. The cuvettes are identical and have the form of thin-walled quartz cones coaxially inserted inside the same outer cones, the latter having a mirror coating. In case the seawater is placed in the measuring channel and the optically pure water – in the reference channel for comparison, only the total absorption by suspended matter and colored dissolved organic matter will be defined. To determine separately only the light absorption by suspended matter in sea water, it is necessary to pour the filtrate of the same sea water that had been passed through the 0.2 μm -pore filter into the reference cuvette. The seawater filtrate placed in the measuring channel and compared to the optically pure water in the reference channel, permits to determine the spectrum of dissolved organic matter absorption in the original seawater.

Conclusions. For the first time, it is proposed to define the spectral characteristics of light absorption by suspended matter directly in an aqueous medium in its natural state by significantly increasing sensitivity, provided that all the scattered rays are completely collected at the receiving device. This is achieved by the method based on the application of double-walled conical cuvettes made of quartz glass which possess the ability to increase the reflection angle by the angle value at the cone apex with each subsequent reflection. Therefore, the combination of conical cuvettes in the optical scheme of a two-beam differential photometer with an integrating sphere permits to obtain correct data which require no more amendments for the influence of scattered rays. The principle of a two-beam differential spectrophotometer proposed and applied in the study makes it possible to perform a spectral analysis of the optical characteristics of absorption of various components of suspended matter separately from all other substances and from the properties of seawater itself, to which they are inherent.

Keywords: suspended particles, dissolved organic matter, light absorption, scattering medium, total internal reflection, double-walled cone cuvette, scattering angle

Acknowledgments: The work was carried out within the framework of theme of state assignment of FSBIS FSC MHI FNNN-2024-0012 “Analysis, diagnosis and operational forecast of the state of hy-
400

drophysical and hydrochemical fields of marine waters based on mathematical modeling using the data of remote and contact measurement methods”.

For citation: Lee, M.E. and Shybanov, E.B., 2025. A New Differential Method for Determining the Light Spectral Absorption by Suspended and Dissolved Organic Matter Directly in Seawater. *Physical Oceanography*, 32 (4), pp. 429-445.

Введение

Распространение естественного солнечного света в океане определяется закономерностями его проникновения в водную среду и зависит в основном от суммарных свойств спектрального поглощения и рассеяния самой водой, взвесью и растворенным органическим веществом (РОВ). По этой причине оптические свойства взвеси и примесей в морской воде значительно влияют на трансформацию светового поля и его спектральные свойства по мере проникновения света в глубину океана. Избирательное спектральное поглощение света взвесью и РОВ запускает в океане также реакцию фотосинтеза, влияющую на глобальный круговорот углекислого газа и экологическое состояние акваторий. По оптическим свойствам примесей в воде можно получить весьма важную информацию о таксономическом составе и размерной структуре сообществ фитопланктона, а также о влиянии пигментов в клетках водорослей на фотосинтез и теплопередачу [1–3]. Точные количественные данные о спектральном поглощении и рассеянии света взвесью и РОВ необходимы для параметризации уравнений переноса излучения в биооптических экологических моделях океана [4].

Частицы взвеси в морской воде подразделяются на взвешенные, являющиеся в основном клетками различных видов фитопланктона, и тонущие, состоящие из минеральных твердых частиц и детрита. Из всех оптических свойств взвеси спектральные особенности поглощения пигментами фитопланктона представляют отдельный интерес для изучения многих океанологических, биологических и биогеохимических процессов в океане, поскольку они оказывают решающее влияние на первичную продукцию и жизнедеятельность морских организмов [5]. Тонущая компонента взвеси в виде не водорослевых твердых частиц участвует в обмене между поверхностными водами и большими глубинами океана и состоит из неживых органических и минеральных частиц, а также гетеротрофных микроорганизмов. Микробные популяции, ответственные за реминерализацию тонущих частиц, с большей вероятностью свободно живут в толще воды и в процессе медленного оседания в морской воде доставляют на глубину вещества, необходимые для жизнедеятельности обитающих там организмов [6].

Окрашенное РОВ, называемое также желтым веществом, представляет собой совокупность веществ, сильно поглощающих коротковолновую часть света в воде. К этому классу веществ относят все примеси в морской воде, проникающие через фильтр с размером пор 0,2 мкм, их доля в океане составляет ~ 10–90% [7]. Избирательное сильное поглощение ультрафиолетового и синего излучения способствует водной фотохимии с важными последствиями для биогеохимических процессов, влияющих на круговорот углерода. По характерным признакам спектрального поглощения РОВ можно также судить о его составе и изменчивости концентрации в океане. Точное знание формы

кривой спектральной зависимости поглощения света необходимо для моделирования роли РОВ во многих из этих процессов. В полуаналитических моделях цвета океана поглощение света фитопланктоном и другими взвешенными частицами находят, используя экстраполяцию поглощения РОВ из синей области в остальную часть видимого диапазона [8].

Оптические свойства поглощения света в природных водах очень изменчивы, поэтому необходимо регулярно проводить комплексные междисциплинарные исследования по направлениям оптики океана, биофизики и биогеохимии в морских экспедициях на научно-исследовательских судах, океанографических платформах и других плавсредствах. Глобальные исследования с привлечением данных со спутников стали возможными благодаря тому, что спектральные особенности восходящего из океана излучения, наблюдаемые в виде цвета, зависят от наличия в воде светопоглощающих примесей. Это восходящее излучение доступно для дистанционного зондирования водного поверхностного слоя и может дать информацию о глобальном распределении компонентов взвеси и окрашенного РОВ по спутниковым снимкам цвета океана [9, 10]. Для верификации данных космических сканеров цвета необходимо на уровне поверхности океана проводить подспутниковые определения спектрального показателя поглощения различных компонентов взвеси, в особенности клеток фитопланктона и цианобактерий, с максимальной возможной точностью и высоким спектральным разрешением. Это выделение поглощения планктонных клеток оправдано тем, что пигменты в фитопланктоне имеют уникальные индивидуальные спектральные особенности, в то время как спектры поглощения минеральными частицами и РОВ демонстрируют в большинстве случаев простой монотонный спад с увеличением длины волны. Очевидно, что дальнейшие достижения в области биооптики и оптической океанографии верхнего слоя океана могут существенно возрасти от внедрения принципиально новых подходов к определению поглощения света в морской воде взвесью и РОВ с высокой точностью, которая необходима для улучшения моделей переноса светового излучения в море.

Цель настоящей работы – продемонстрировать новый способ определения спектрального поглощения света примесями морской воды и обосновать его высокую точность.

Материалы и методы определения поглощения света примесями морской воды

Прямые определения спектральных показателей общего поглощения взвесью и окрашенным РОВ проводятся на основе измерений проб морской воды, изъятых из разных глубин океана. Преимуществом такой методики является то, что она позволяет обеспечить стабильность свойств среды, осуществлять предварительную подготовку изъятых из моря проб воды для создания сгущенных суспензий с заданными характеристиками и увеличивать концентрацию частиц на фильтре-подложке фильтрованием. Главный же недостаток методики состоит в невозможности изучать тонкую структуру пространственных и вертикальных распределений оптических свойств морских вод вследствие дискретности выборок.

Наиболее распространенный метод определения спектрального поглощения света частицами взвеси заключается в фильтровании пробы морской воды для осаждения твердых частиц на бумажный фильтр, выступающий в качестве подложки, с последующим измерением поглощения на спектрофотометре. Это метод фильтрующей подложки, или количественной фильтрации. Он применяется в трех конфигурациях: пропускания направленного света через фильтр [11]; освещения фильтра прямым светом и измерения отражения от фильтра [12]; помещения фильтра внутрь интегрирующей сферы, в результате чего он освещается прямым и диффузным световым потоком [13]. Конфигурация с пропусканием наиболее проста в применении, но получаемые результаты в наибольшей степени искажаются вследствие потерь рассеянных лучей, поэтому такой способ не позволяет количественно оценивать значимые ошибки в определении поглощения света взвесью. Конфигурация пропускания с отражением в значительной степени обходит эти ограничения, но этот метод более трудоемкий и редко используется в повседневной практике. Конфигурация с облучением фильтра-подложки внутри интегрирующей сферы является наиболее предпочтительной, поскольку позволяет избежать множественные источники ошибок в измерениях в результате потерь рассеянного излучения [14].

В дополнение к определению общего поглощения всеми органическими частицами взвеси метод количественной фильтрации обеспечивает возможность экспериментального определения поглощения отдельно для клеток фитопланктона и частиц детрита. Это разделение обычно выполняется путем обработки фильтра-образца органическим растворителем или отбеливающим агентом для извлечения или отбеливания пигментов, присутствующих в клетках фитопланктона [15, 16].

По мере совершенствования технологии измерений, включая внедрение методов с применением интегрирующих сфер, недостатки количественной фильтрации нивелируются устранением методических экспериментальных неопределенностей в измерениях поглощения. Метод измерения спектрального поглощения света на фильтре внутри интегрирующей сферы дает лучшие результаты по сравнению с другими измерениями, но при этом получаемые с его использованием данные тоже требуют коррекции на влияние многократного прохождения света через частицы взвеси. Было показано, что этот метод практически не зависит от сильного рассеяния твердыми частицами взвеси и обеспечивает приемлемую чувствительность, хотя имеет и некоторые ограничения. Одним из главных ограничений является достаточно сложная и трудоемкая процедура измерений и невозможность разделения поглощения клетками фитопланктона, детритом и минеральными частицами [17].

Более перспективными оказались методы определения спектральных характеристик поглощения морских вод, в которых отобранная в исследуемых акваториях из разных горизонтов морская вода без предварительной подготовки заливается в сферическую кварцевую колбу, обложенную по всей внешней поверхности диффузно отражающим флуорилоном (*Fluorilon 99-WTM*) с очень высоким коэффициентом отражения. Тщательный анализ показал, что при соответствующей градуировке по эталонному водному раствору этим методом можно получать вполне удовлетворительные данные по спектрам по-

глощения света морских вод. Спектры поглощения света взвешенными в воде частицами по этому методу рассчитываются как разность между измеренными спектральными значениями показателя поглощения морской водой и водой после ее фильтрации через фильтр с размером пор 0,4 мкм [18].

Основным источником ошибок всех методов определения поглощения света являются так называемые факторы удлинения пути рассеянных лучей и смещения нулевого уровня поглощения. Фактор удлинения пути связан с увеличением расстояния, по которому фотоны проходят через фильтр с осажденными на нем частицами взвеси, в результате чего происходит завышение измеренного показателя поглощения. Большинство исследований, посвященных определению коррекции этих факторов, были выполнены с помощью метода пропускания света через фильтр-подложку на стандартном спектрофотометре, но фактор увеличения длины пути оказался непостоянным в различных исследованиях и зависел от типа образца [19, 20]. По этой причине данные должны быть скорректированы для получения количественных показателей поглощения путем применения заранее определенного коэффициента увеличения длины пути рассеянных лучей, который определяется как отношение оптической к геометрической длине [21].

Поправка на фактор усиления длины пути обычно выводится из экспериментов с культурами водорослей и рассчитывается как отношение оптической плотности фильтра с частицами взвеси к оптической плотности той же взвеси в разбавленной суспензии с установлением функциональной зависимости, которая впоследствии может быть применена к полевым образцам [22].

Тем не менее всесторонний анализ различных экспериментальных и аналитических методов, проведенный с целью получения надежных оценок ошибок в определении поглощения частицами взвеси, показал большую изменчивость между различными подходами для различных типов вод [23]. В связи с этим существующие в настоящее время методы определения поглощения взвесью и пигментами фитопланктона не позволяют однозначно выбрать какой-либо из них для применений в оптической океанографии.

Новый способ определения поглощения света примесями непосредственно в морской воде

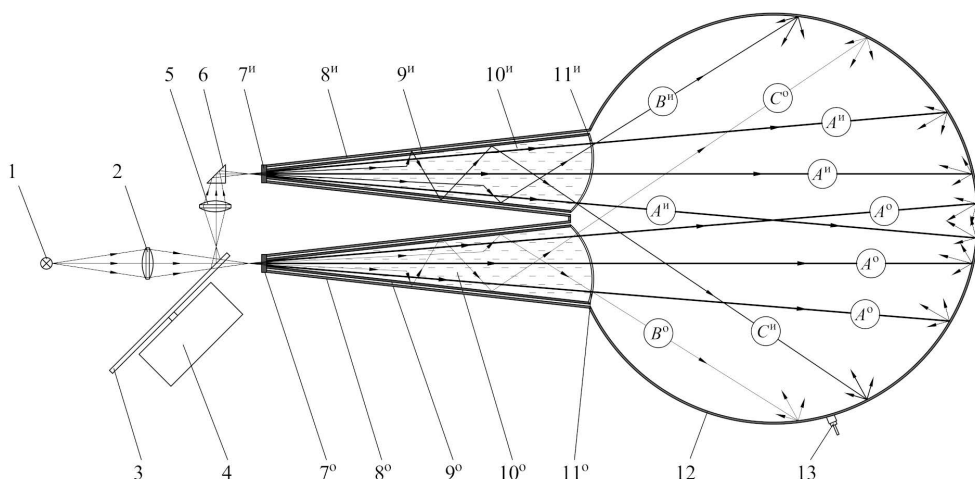
Морская вода является слабо поглощающей рассеивающей средой с концентрациями взвеси и примесей, позволяющими пучку света проходить значительные расстояния с однократным рассеянием. Однократное рассеяние, заключающееся в том, чтобы рассеивающие частицы находились не слишком близко друг к другу и были разделены не менее чем их тремя радиусами, является основным необходимым условием для правильного определения оптических свойств рассеивающей среды [24]. Это условие означает, что оптические свойства взвесей и примесей в морской воде необходимо определять в естественном состоянии без каких-либо процедур по концентрированию или сгущению. В применяющихся в настоящее время методах определения поглощения в суспензиях и фильтрах-подложках условие однократного рассеяния не выполняется, и приходится вводить не совсем достоверные поправки в получаемые данные. Поэтому они не могут в полной мере удовле-

творять современным условиям при решении широкого круга задач биооптики в океанологии и лимнологии. Необходимы совершенно иные подходы к определению поглощения света взвесью и РОВ, лишенные перечисленных выше недостатков и не требующие введения теоретических и экспериментальных численных поправок в конечный результат. Для определения поглощения света непосредственно в естественной морской воде, без ее предварительного сгущения до суспензии или концентрирования фильтрацией, потребуется увеличить чувствительность в десятки раз и при этом обеспечить полный сбор всех рассеянных лучей на приемном устройстве.

Такой новый способ предложен нами на основе использования разработанных ранее отражающих двустенных конусных кювет большой длины [25], соединенных с интегрирующей сферой и собранных по оптической схеме двухлучевого дифференциального спектрофотометра. Способ включает расположение измерительной и опорной конических отражающих кювет вне интегрирующей сферы непосредственно перед ее входными отверстиями так, чтобы внутрь сферы попадали все выходящие из кювет лучи. В измерительную кювету помещается исследуемая морская вода, а в опорную кювету для сравнения – особо чистая вода без всяких примесей или отфильтрованная от взвеси морская вода с РОВ. В новом способе чувствительность увеличена во много раз при применении удлиненных конических кювет с расходящимися на угол конуса пучками света, что может позволить определять спектральное поглощение света в большем диапазоне прозрачности морских вод. Дополнительное увеличение чувствительности достигнуто существенным уменьшением инструментальной погрешности за счет применения оптической схемы двухлучевого дифференциального спектрофотометра. Обе кюветы идентичные и представляют собой коаксиально вложенные друг в друга тонкостенные кварцевые конусы, которые в итоге образуют своеобразные двустенные конусные кюветы. Небольшой воздушный зазор между стенками в кюветах служит для обеспечения на внутренней стенке полного внутреннего отражения, а на внешней – возможности нанесения устойчивого на воздухе многослойного зеркального покрытия с очень высоким отражающим коэффициентом. Конусные кюветы примечательны тем, что отражающиеся от стенок лучи увеличивают угол отражения на величину угла при вершине конуса при каждом акте отражения. Благодаря использованию этого свойства конусных кювет в новом способе определения спектрального поглощения света взвесью и РОВ достигаются следующие преимущества и выявляются новые фотометрические свойства:

- существенное увеличение чувствительности определения спектрального поглощения света примесями в широком диапазоне изменений прозрачности морских вод;
- возможность проведения спектрального определения поглощения света взвесью в естественной морской воде без сгущения до суспензий или концентрирования фильтрованием;
- минимизация ошибок от сильного влияния рассеяния на результаты определения поглощения света примесями в морской воде;
- устранение влияния на величину поглощения взаимопроникновения диффузного излучения сферы в двустенную конусную кювету и обратно.

Оптическая схема двухлучевого дифференциального спектрофотометра для определения поглощения света взвесью и РОВ непосредственно в морской воде в естественном состоянии без каких-либо процедур по концентрированию или сгущению показана на рис. 1. Схема двухлучевая, состоит из двух каналов, измерительного и опорного (индексы ^и и ^о соответственно). Каналы идентичные и имеют на рис. 1 одни и те же как числовые обозначения элементов двустенных конусных кювет, так и буквенные для обозначения хода лучей.



Р и с. 1. Схема определения спектрального поглощения света взвесью и РОВ в морской воде: 1 – источник света; 2 – объектив источника света; 3 – вращающийся зеркальный диск с вырезами; 4 – электродвигатель; 5 – объектив измерительного пучка; 6 – прямоугольная призма; 7^и–7^о – входные иллюминаторы; 8^и–8^о – внешние конусные отражатели с зеркальным покрытием; 9^и–9^о – конусные кварцевые кюветы, обеспечивающие полное внутреннее отражение рассеянных лучей в прямом направлении; 10^и–10^о – измерительная и опорная среды; 11^и–11^о – выходные иллюминаторы; 12 – интегрирующая сфера; 13 – приемный световод спектрометра; A^и–A^о – ослабленные в результате поглощения в среде прямые лучи, прошедшие сквозь измерительную и опорную кюветы; B^и–B^о – лучи, рассеянные в области углов полного внутреннего отражения кварцевой кюветы; C^и–C^о – рассеянные под большими углами лучи за пределами углов полного внутреннего отражения

Fig. 1. Scheme for determining the light spectral absorption by suspended matter and DOM in seawater: 1 – light source; 2 – light source lens; 3 – rotating mirror disk with notches; 4 – electric motor; 5 – measuring beam objective; 6 – rectangular prism; 7^и–7^о – entrance illuminators; 8^и–8^о – external conical reflectors with mirror coating; 9^и–9^о – conical quartz cuvettes providing total internal reflection of scattered rays in forward direction; 10^и–10^о – measuring and reference mediums; 11^и–11^о – output illuminators; 12 – integrating sphere; 13 – receiving light guide of spectrometer; A^и–A^о – direct rays that weakened as a result of absorption in the medium and passed through the measuring and reference cuvettes; B^и–B^о – rays scattered in the range of angles of total internal reflection of a quartz cuvette; C^и–C^о – rays scattered at large angles beyond the total internal reflection angles

Работа схемы происходит следующим образом. Свет от источника 1 формируется с помощью объектива 2 в расходящийся пучок под углом, совпадающим с углом конуса двустенных кювет. Этот пучок направляется к зеркальному диску 3, на котором равные секторы с зеркальным покрытием чередуются с такими же секторами с вырезами, поэтому при вращении этого

диска электромотором 4 происходит последовательное переключение пучка с измерительного на опорный канал. В период, когда перед пучком источника света 1 проходит зеркальный сектор диска 3, отраженный от него объективом 5 и прямоугольной призмой 6 свет направляется к двустенной кювете измерительного канала. При этом пучок последовательно проходит через входной иллюминатор $7^и$, исследуемую морскую воду $10^и$, выходной иллюминатор $11^и$ и входит внутрь интегрирующей сферы 12. Внутри шара в результате многократных отражений от сферической диффузно отражающей поверхности из этого пучка формируется изотропный свет измерительного канала. В следующий период, когда перед источником света оказывается вырез диска, пучок, пройдя через него, направляется к двустенной кювете опорного канала.

Так же, как и в измерительном канале, пучок последовательно проходит через все элементы опорного канала: иллюминатор $7^о$, сравниваемую водную среду $10^о$, выходной иллюминатор $11^о$ – и аналогичным образом внутри шара 12 формирует изотропный свет опорного канала. Сформированные интегрирующим шаром 12 изотропные световые потоки измерительного и опорного каналов последовательно попадают через приемный световод 13 на вход прецизионного спектрометра с системой регистрации на основе персонального компьютера.

Из представленного на рис. 1 хода лучей видно, что двустенные кюветы в измерительном и опорном каналах весьма эффективно перенаправляют весь рассеянный в водных средах свет в сторону интегрирующей сферы. Это происходит в силу свойства отражающих конусов увеличивать угол отражения на величину угла при вершине конуса при каждом последующем отражении. Поэтому внутри конуса луч любого направления, неоднократно отражаясь от стенок конуса, постепенно разворачивается в направлении оси конуса. В результате рассеянные под небольшими углами лучи $B^и-B^о$ эффективно перенаправляются к сфере за счет полного внутреннего отражения в конусных кварцевых кюветах $9^и-9^о$, а под большими углами $C^и-C^о$ – за счет отражений от внешней зеркальной стенки $8^и-8^о$. В конусных кюветах резко уменьшается количество отражений от стенок, а перенаправление лучей от места рассеяния света до входных отверстий интегрирующей сферы происходит по расширяющемуся зигзагообразному пути с постепенно увеличивающимся шагом. Уменьшение количества отражений и распрямление зигзагообразного пути рассеянных лучей в конусных кюветах приводит к тому, что длина пути при прохождении пучка увеличивается намного меньше, чем в существующих методах, что не сказывается на ошибке, обусловленной фактором увеличения длины пути. Во внутренних конических кюветах в основном потоке света преобладают лучи, прошедшие сквозь воду без соприкосновения со стенкой, а также рассеянные в небольшие углы и испытавшие одно или несколько отражений. Из-за вытянутости индикатрисы рассеяния морской воды доля всех рассеянных лучей, прошедших через внутренние кюветы и попавших внутрь интегрирующей сферы, составляет $\sim 93\%$ [25]. Это объясняется характерной особенностью индикатрисы рассеяния морской воды, которая имеет ярко выраженный пик в малых углах ($0-10^\circ$) [26].

Незначительная часть вышедших из кювет в воздушный зазор рассеянных под большими углами фотонов $C^и-C^о$ отражается от зеркального покрытия

тия внешних конусных стенок $\delta^{\text{н}}\text{-}\delta^{\circ}$ также по постепенно выпрямляющейся зигзагообразной траектории. Поэтому рассеянные под большими углами лучи $C^{\text{н}}\text{-}C^{\circ}$ после нескольких отражений от внешних конусов $\delta^{\text{н}}\text{-}\delta^{\circ}$ возвращаются в кюветы $9^{\text{н}}\text{-}9^{\circ}$ под углом полного внутреннего отражения и перенаправляются к интегрирующей сфере вместе с основным потоком прямых лучей $A^{\text{н}}\text{-}A^{\circ}$ и рассеянных под малыми углами лучей $B^{\text{н}}\text{-}B^{\circ}$. Поскольку отражение и преломление лучей на поверхности кварцевой кюветы происходит практически без потерь, все рассеянные под большими углами лучи ($\sim 6\%$) окажутся перенаправленными внутрь сферы. В итоге из двустенных конусных кювет внутрь сферы для регистрации фотоприемником перенаправляется $\sim 93\%$ лучей из области небольших углов рассеяния и $\sim 6\%$ из области больших углов, т. е. всего более 99% от всех рассеянных в морской воде лучей [25]. Только менее 1% рассеянных лучей безвозвратно теряется из-за незначительного поглощения на зеркальном покрытии внешних конусов и на микроскопических неоднородностях кварцевого стекла при полном внутреннем отражении. Это говорит о том, что объединение конических кювет с интегрирующей сферой позволяет преодолеть сложности, связанные с сильным влиянием рассеяния на определение поглощения света взвесью и РОВ, путем регистрации приемным устройством одновременно как прошедших сквозь среду без поглощения прямых лучей, так и всех рассеянных на этом пути фотонов. В результате до сферы не доходят только поглощенные в среде лучи, а все рассеянные по длине кювет лучи и не поглощенные на всем протяжении кювет прямые лучи оказываются внутри интегрирующей сферы. При этом следует иметь в виду, что и диффузное излучение сферы, возвращаясь в измерительную конусную кювету, привело бы к неизвестному изменению поглощения, но в двухлучевой схеме это изменение компенсируется нормировкой по опорному каналу. Все эти лучи, попав внутрь интегрирующей сферы, после многократных диффузных отражений создают равномерное освещение по всему внутреннему объему сферы, которое зависит только от спектрального поглощения света в исследуемой водной среде как в измерительном, так и в опорном каналах.

Применение в предложенном новом способе оптической схемы двухлучевого дифференциального спектрофотометра дает возможность проводить спектральный анализ оптических свойств поглощения различных компонентов примесей в морской воде. Это достигается соответствующим подбором водных сред в измерительном и опорном каналах. Если в измерительный канал помещена изъятая из исследуемой глубины морская вода, а в опорный для сравнения – особо чистая вода, то будет определяться суммарное общее поглощение взвесью и окрашенным РОВ. Для определения поглощения света отдельно только взвесью в морской воде необходимо в опорную кювету залить фильтрат той же морской воды, пропущенный через фильтр с порами 0,2 мкм. Фильтрат морской воды, помещенный в измерительный канал и сравниваемый с особо чистой водой в опорном канале, позволяет определить спектр поглощения РОВ в исходной морской воде.

Теоретический анализ использования двустенных конических кювет с интегрирующей сферой

Выделим в двустенных конусных кюветах три пучка света, направленных на вход интегрирующей сферы, они показаны на рис. 1 линиями разной толщины в соответствии с интенсивностями лучей света. Это прямой свет; свет, рассеянный под малыми углами или отраженный от стенки конуса без потери энергии; рассеянный свет, потерявший часть энергии после одного или нескольких отражений от зеркального покрытия.

В приближении однократного рассеяния измеряемый сигнал представим в виде

$$I = I_0 \left(1 + \frac{bL_0}{4\pi} \int_0^{\Omega_1} p(\theta) d\Omega + \frac{bL_0}{4\pi} \int_{\Omega_1}^{\Omega_2} R^n \exp[-(a+b)\Delta L] p(\theta) d\Omega \right) \cdot \exp[-(a+b)L_0], \quad (1)$$

где I_0 – интенсивность, создаваемая источником света; b – показатель рассеяния; L_0 – измерительная база; Ω_1 – телесный угол, внутри которого луч попадает на вход интегрирующей сферы после полного внутреннего отражения или без отражения от стенки конуса; $L(\theta)$ – индикатриса рассеяния в зависимости от угла θ ; R – коэффициент отражения стенки конусной кюветы; Ω_2 – телесный угол, внутри которого лучи могут попасть на вход интегрирующей сферы после многократных отражений от стенки конусного отражателя и кварцевой кюветы; n – число отражений; a – показатель поглощения; ΔL – дополнительный путь луча в воде в зависимости от угла рассеяния.

При малых значениях оптической толщины $(a+b)L_0$ удобнее переписать выражение (1) в следующем виде:

$$I = I_0 \exp[-(a+\Delta b)L_0], \quad (2)$$

где $\Delta b = \frac{b}{4\pi} \int_{\Omega_3}^{4\pi} p(\theta) d\Omega$ – величина, определяющая потери света вследствие рассеяния. Угол Ω_3 меньше, чем Ω_2 , и зависит от коэффициента отражения R . По алгоритму расчета, представленному в [27, 28], были вычислены средняя длина пути света в кювете $L(\theta)$ и количество света, падающего на вход интегрирующей сферы $I(\theta)$, в зависимости от заданного угла θ для следующих параметров: длина измерительной базы 250 мм; угол раствора 8° внешнего конусного отражателя и кварцевой кюветы; входной диаметр конусной кюветы 5 мм; выходной диаметр 40 мм; толщина стекла в совокупности с воздушной прослойкой 2 мм; коэффициент отражения зеркального покрытия внешнего конусного отражателя 0,95. Интегрирование по углу с учетом индикатрисы показывает, какая часть рассеянных лучей может быть собрана рассматриваемой оптической схемой. Если длина пути луча в среде увеличится вследствие рассеяния, то будет происходить дополнительное избыточное поглощение. При заданной индикатрисе $p(\theta)$ и рассчитанной функции $I(\theta)$ вычислялся интеграл

$$\frac{1}{4\pi I_0} \int_{4\pi} I(\theta) p(\theta) \exp[-a\Delta L(\theta)] \sin \theta d\theta d\varphi, \quad (3)$$

где $\Delta L(\theta) = L(\theta) - L_0$.

Согласно проведенным оценкам, при малом поглощении и коэффициенте отражения зеркального покрытия $R_m = 0,95$ при индикатрисе Петцольда [29] потери света после рассеяния составят 0,91%, а при молекулярной индикатрисе 22,8%. При расчетах с использованием индикатрисы Петцольда эта величина уменьшается от 0,99 при $a = 0$ до 0,977 при $a = 1 \text{ м}^{-1}$. В действительности асимметрия индикатрисы рассеяния в Черном море выше, чем индикатрисы Петцольда. Поэтому влияние рассеяния на измерение поглощения в длинноволновой области будет меньше. Причем улучшение качества зеркального покрытия оказывает все меньшее влияние с ростом поглощения. Эта закономерность объясняется удлинением пути луча в воде при многократном отражении от стенки конусного отражателя. Таким образом, дошедший до интегрирующей сферы рассеянный свет проходит путь, длина которого зависит от индикатрисы рассеяния. При молекулярном рассеянии и $a = 1 \text{ м}^{-1}$ приблизительно половина рассеянного света теряется. Следует заметить, что чисто молекулярное рассеяние в природной воде не встречается (например, в самых чистых водах Мирового океана показатель рассеяния света за вычетом молекулярного рассеяния на длине волны 515 нм составляет $0,023 \text{ м}^{-1}$ [30], что почти в три раза превышает теоретическое значение молекулярного рассеяния на длине волны 400 нм). В морской воде чем выше поглощение в заданном спектральном интервале, тем меньший вклад в рассеяние вносят молекулы.

На рис. 2 показано, как изменяется доля рассеянного света, регистрируемого фотометром, с увеличением поглощения воды.

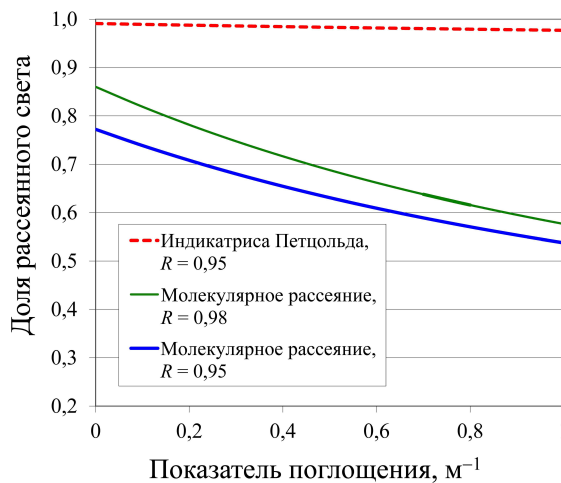


Рис. 2. Относительное количество рассеянного света, выходящего из конусной кюветы, в зависимости от показателя поглощения воды при молекулярном рассеянии (коэффициенты отражения зеркального покрытия стенки конуса 0,95 и 0,98) и при сильно анизотропном рассеянии света в воде с индикатрисой Петцольда (коэффициент отражения зеркального покрытия 0,95)

Fig. 2. Relative amount of scattered light leaving a cone cuvette depending on the water absorption coefficient for molecular scattering (reflectance coefficients of the mirror coating of a cone wall are 0.95 and 0.98), and for highly anisotropic light scattering in water with the Petzold phase function (reflectance coefficient of the mirror coating is 0.95)

Расчеты показали, что средняя длина пути рассеянного света в морской воде с индикатрисой Петцольда равна $\bar{L}_p = 1,0227L_0$, где L_0 – длина измерительной базы, а для молекулярной $\bar{L}_m = 1,6L_0$. Запишем интенсивность света, падающего на вход интегрирующей сферы, в виде

$$I = I_0 \exp[-a\bar{L}_0 - \delta_p \bar{b}_p \bar{L}_p - \delta_m \bar{b}_m \bar{L}_m], \quad (4)$$

где δ_p , δ_m – доля потерь света вследствие рассеяния на частицах и молекулах воды соответственно; b_p , b_m – показатели рассеяния света на частицах и молекулах воды. Средняя $\bar{L}_0$ близка к длине измерительной базы, поскольку значительную часть общей интенсивности составляет прямой свет. В расчеты по формуле (4) основную неопределенность вносят δ_p , δ_m , поскольку они заметно зависят от реального коэффициента отражения стенок кюветы. При этом множитель δ_m ответственен за сильный спектральный ход погрешности измерений и в большей степени зависит от коэффициента отражения зеркального покрытия, который также зависит от длины волны. Заметим, что если в качестве опорной интенсивности I_0 использовать интенсивность, полученную в результате измерения пробы фильтрованной морской или очищенной пресной воды, то молекулярная составляющая будет скомпенсирована. Вместо выражения (4) с учетом оценок длины пути получим

$$I = I_0 \exp\left[-(a + 1,027\delta_p \Delta b_p)L_0\right], \quad (5)$$

где Δb_p – разность показателей рассеяния света частицами гидрозоля в измеряемой пробе и в опорной воде. В дальнейшем будем считать, что погрешность определения поглощения составляет 1% от показателя рассеяния на частицах гидрозоля.

Следующая проблема определения интенсивности оптического сигнала возникает в результате сильной пространственной неоднородности светового поля, вышедшего из измерительного объема. В соответствии с выражением $\exp(-cL_0)$ основная световая энергия содержится в прямом луче. Оставшаяся часть также распределена неравномерно вследствие анизотропии рассеяния и отражения от стенки кюветы. В предложенной схеме интегрирующая сфера, выполняя функцию идеального коллектора, используется для измерения интенсивности светового потока, имеющего пространственно-угловую неоднородность распределения яркости. После многократных отражений от сферической стенки равномерное распределение света по всему объему шара приводит к увеличению его интенсивности и к тому, что часть лучей света перенаправляется в конусную кювету со стороны шара. Вследствие высокой отражающей способности стенки конусной кюветы и свойства конуса разворачивать луч в направлении его раствора часть световой энергии вновь вернется в шар, а другая поглотится средой или зеркальным покрытием конусного отражателя. По мере прохождения луча в конусной кювете для того, чтобы он развернулся обратно в сторону шара, необходимо достаточное количество

отражений и расстояние в среде, превышающее длину кюветы. Вследствие этого возникает неопределенность в расчете основной характеристики фотометрического шара – его коэффициента усиления.

Подкрепим данный вывод аналитическими выражениями. Пусть $\bar{a}$ – среднее альbedo поверхности сферы, a_c – альbedo двустенной конусной кюветы при освещении ее со стороны широкой части, δ – доля поверхности сферы, занимаемая конусной вставкой. Коэффициент усиления равен сумме геометрической прогрессии $\bar{a} + \bar{a}^2 + \bar{a}^3 + \dots = \frac{\bar{a}}{1 - \bar{a}}$. Для идеально отражающей поверхности

$$\bar{a} = \frac{1}{4\pi \cdot r^2} \int_S a(s) ds = 1 - \delta(1 - a_c), \quad (6)$$

$$K = \frac{1 - \delta(1 - a_c)}{\delta(1 - a_c)}. \quad (7)$$

Поскольку из конусной кюветы поступает световой поток, пропорциональный $\exp(-a\bar{L})$, где $\bar{L} \approx L_0$, для определения поглощения в прозрачной воде требуется задание коэффициента усиления с высокой точностью, зависящего от a_c . Альbedo двустенной конусной кюветы для лучей, вошедших в кювету под разными углами, будет являться функцией угла, поскольку оно зависит от количества отражений от стенок внешнего конуса с зеркальным покрытием и от ослабления луча по пройденному пути в воде из шара в кювету и обратно. В оценочную формулу для альbedo двустенной конусной кюветы войдут n – среднее число отражений, l_{avg} – средняя длина пути, отраженного от стенок и вышедшего обратно в сферу, а также a_w – коэффициент поглощения света водой:

$$a_c = r^n \exp(-a_w \cdot l_{\text{avg}}). \quad (8)$$

Оценочный характер формулы не предусматривает точного определения альbedo двустенной конусной кюветы. Из формул (7) и (8) видно, что коэффициент усиления принципиально зависит от оптических свойств воды в пробе. Эта зависимость, а также недостаточная точность определения коэффициента усиления устраняется с помощью нормировки на опорный канал. Здесь используется свойство каждого луча, попавшего в шар, одинаково усиливаться. Тогда, разделив измерительный изотропный световой поток на значение в опорном канале, получим выражение $\exp(-a_w \bar{L})$, равное ослаблению света за счет его поглощения водой в кювете.

Рассмотрим и проанализируем три способа определения поглощения света в морской воде.

1. Способ определения поглощения на основе использования двустенной конической кюветы, соединенной с интегрирующим шаром и опорным каналом по воздуху [27].

2. Метод исследования спектральных свойств поглощения морской воды путем последовательного определения этим способом поглощения эталонной воды и пробы. В качестве эталона может быть как особо чистая пресная вода, полученная тем или иным способом, так и фильтрованная морская вода.

3. Рассматриваемый способ на основе применения двух конусных кювет большой длины, соединенных с интегрирующей сферой по схеме дифференциального спектрофотометра, для определения поглощения света взвесью и РОВ непосредственно в морской воде.

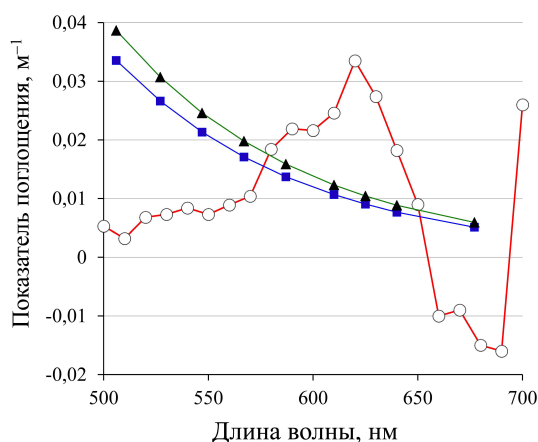
В первом случае будет измеряться суммарное поглощение света морской водой. Тогда, чтобы получить поглощение света взвесью и растворенными веществами, необходимо вычесть поглощение чистой воды. Из литературных источников известно, что в лабораторных экспериментах не удавалось получить значения спектрального поглощения чистой воды, близкие друг к другу с высокой точностью. На значения поглощения в коротковолновой области (по данным [31]) сильно влияет степень очистки воды, а в длинноволновой области, где влияние примесей значительно меньше (по данным [32]), наблюдается заметный разброс в значениях показателя поглощения света чистой водой. Длинноволновая область видимого диапазона наиболее подвержена ошибкам определения поглощения примесями, поскольку помимо методических погрешностей будут влиять и случайные ошибки измерений. На рис. 3 показана разность двух спектров поглощения чистой воды по данным [31] и [32] в сравнении с поглощением желтого вещества в центральной части Черного моря. Данные о поглощении желтого вещества взяты из работы ¹.

Из рис. 3 видно, что ошибка использования табличных значений из указанных работ может быть больше, чем поглощение света РОВ. Кроме того, немонотонный характер ошибки может интерпретироваться при измерениях как пик поглощения пигмента фитопланктона.

С использованием второго способа проводятся последовательно два измерения, в результате которых получается два сигнала, пропорциональных $\exp(-a_w \bar{L})$ и $\exp(-a_r \bar{L})$, где a_r – поглощение света в опорной воде. Логарифм отношения двух сигналов, деленный на среднее расстояние $\bar{L}$, как раз и есть поглощение теми частицами и молекулами, которых нет в опорной воде ($a_w - a_r$). Преимущество определений этим способом анализируемой пробы и опорной воды состоит в компенсации методической погрешности и уменьшении ошибок, обусловленных различием спектрального разрешения. Однако данный метод чувствителен к случайной ошибке определений, поскольку они проводятся в разное время, что требует высокой стабильности фотоприемника и напряжения питания.

В третьем способе проводится непрерывное сравнение за счет применения дифференциальной двухлучевой схемы, двух быстро переключающихся последовательных сигналов. Поскольку эти сигналы пропорциональны $\exp(-a_w \bar{L})$ и $\exp(-a_r \bar{L})$, то поглощение света взвесью в морской воде может легко вычисляться в непрерывном режиме через логарифм отношения измерительного и опорного сигналов, деленный на среднее расстояние $\bar{L}$.

¹ Маньковский В. И., Соловьев М. В., Маньковская Е. В. Гидрооптические характеристики Черного моря. Справочник. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. 90 с.
МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 4 2025



Р и с. 3. Разность показателей поглощения света чистой водой по данным двух экспериментов и значения поглощения света окрашенным РОВ в центральной части Черного моря: ○ – разность между показателями поглощения света чистой водой, приведенными в работах [31] и [32]; ■ – спектр поглощения РОВ по данным ¹ при низких значениях показателя ослабления направленного света ($c = 0,28 \text{ м}^{-1}$); ▲ – показатели поглощения РОВ при сильном ослаблении света ($c = 0,60 \text{ м}^{-1}$)

F i g. 3. Difference in the coefficients of pure water light absorption based on the data of two experiments, and the values of light absorption by CDOM in the central part of the Black Sea. ○ – difference between the coefficients of pure water light absorption given in [31] and [32]; ■ – typical values of CDOM absorption ¹ for low values of beam attenuation ($c = 0.28 \text{ м}^{-1}$); ▲ – CDOM absorption for high values of beam attenuation ($c = 0.60 \text{ м}^{-1}$)

Как видим, третий способ по математическим формулам не отличается от предыдущего, но за счет применения двухлучевой дифференциальной схемы позволяет добиться на два порядка более высокой точности измерения.

Закключение

Главным условием правильного определения оптических свойств рассеивающей среды является однократное рассеяние, когда рассеивающие частицы находятся не слишком близко друг к другу и разделены более чем их тремя радиусами. Для морской воды это условие означает, что спектральные свойства поглощения взвешенных клеток фитопланктона, детрита и минеральных частиц необходимо определять в естественном состоянии без каких-либо предварительных процедур по осаждению частиц на фильтр или сгущению изъятых из моря проб. В настоящее время ни в одном из методов определения поглощения света взвесью условие однократного рассеяния не выполняется. Поскольку морская вода является слабо поглощающей средой, в которой преобладает рассеяние, для определения поглощения света взвесью непосредственно в водной среде потребуется в десятки раз увеличить чувствительность, обеспечив при этом полный сбор всех рассеянных лучей на приемном устройстве. Впервые показано, что этого можно достичь предложенным в настоящей работе способом, основанным на применении двустенных конических кювет из кварцевого стекла, соединенных с интегрирующей сферой. Этому также способствовало объединение элементов в оптическую схему двухлучевого дифференциального фотометра. В результате новый способ может позволить проводить спектральный анализ оптических свойств поглощения как суммарно для всех примесей, так и отдельно для каждого компонента независимо от всех других веществ в смеси и от свойств самой морской воды, в которой они находятся.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ciotti A. M., Lewis M. R., Cullen J. J.* Assessment of the relationships between dominant cell size in natural phytoplankton communities and the spectral shape of the absorption coefficient // *Limnology and Oceanography*. 2002. Vol. 47, iss. 2. P. 404–417. <https://doi.org/10.4319/lo.2002.47.2.0404>
2. *Marra J., Trees C. C., O'Reilly J. E.* Phytoplankton pigment absorption: A strong predictor of primary productivity in the surface ocean // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2007. Vol. 54, iss. 2. P. 155–163. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2006.12.001>
3. Cluster analysis of hyperspectral optical data for discriminating phytoplankton pigment assemblages in the open ocean / E. Torrecilla [et al.] // *Remote Sensing of Environment*. 2011. Vol. 115, iss. 10. P. 2578–2593. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.05.014>
4. *Mobley C. D.* Light and Water. Radiative Transfer in Natural Waters. San Diego : Academic Press, 1994. 592 p.
5. *Behrenfeld M. J., Falkowski P. G.* A consumer's guide to phytoplankton primary productivity models // *Limnology and Oceanography*. 1997. Vol. 42, iss. 7. P. 1479–1491. <https://doi.org/10.4319/lo.1997.42.7.1479>
6. *Karl D. M., Knauer G. A., Martin J. H.* Downward flux of particulate organic matter in the ocean: a particle decomposition paradox // *Nature*. 1988. Vol. 332. P. 438–441. <https://doi.org/10.1038/332438a0>
7. *Blough N. V., Del Vecchio R.* Chromophoric DOM in the Coastal Environment // *Biogeochemistry of Marine Dissolved Organic Matter* / Eds. D. A. Hansell, C. A. Carlson. San Diego : Academic Press, 2002. P. 509–546. <https://doi.org/10.1016/B978-012323841-2/50012-9>
8. Modeling the spectral shape of absorption by chromophoric dissolved organic matter / M. S. Twardowski [et al.] // *Marine Chemistry*. 2004. Vol. 89, iss. 1–4. P. 69–88. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2004.02.008>
9. *Lee Z. P., Carder K. L., Arnone R. A.* Deriving inherent optical properties from water color: a multiband quasi-analytical algorithm for optically deep waters // *Applied Optics*. 2002. Vol. 41, iss. 27. P. 5755–5772. <https://doi.org/10.1364/ao.41.005755>
10. *Woźniak S. B., Stramski D.* Modeling the optical properties of mineral particles suspended in seawater and their influence on ocean reflectance and chlorophyll estimation from remote sensing algorithms // *Applied Optics*. 2004. Vol. 43, iss. 17. P. 3489–3503. <https://doi.org/10.1364/ao.43.003489>
11. *Mitchell B. G.* Algorithms for determining the absorption coefficient for aquatic particulates using the quantitative filter technique // *Proceedings of SPIE: Ocean Optics X*. 1990. Vol. 1302. P. 137–148. <https://doi.org/10.1117/12.21440>
12. *Tassan S., Ferrari G. M.* An alternative approach to absorption measurements of aquatic particles retained on filters // *Limnology and Oceanography*. 1995. Vol. 40, iss. 8. P. 1358–1368. <https://doi.org/10.4319/LO.1995.40.8.1358>
13. *Maske H., Haardt H.* Quantitative in vivo absorption spectra of phytoplankton: Detrital absorption and comparison with fluorescence excitation spectra 1 // *Limnology and Oceanography*. 1987. Vol. 32, iss. 3. P. 620–633. <https://doi.org/10.4319/lo.1987.32.3.0620>
14. *Röttgers R., Gehnke S.* Measurement of light absorption by aquatic particles: improvement of the quantitative filter technique by use of an integrating sphere approach // *Applied Optics*. 2012. Vol. 51, iss. 9. P. 1336–1351. <https://doi.org/10.1364/AO.51.001336>
15. Estimation of the Spectral Absorption Coefficients of Phytoplankton in the Sea / M. Kishino [et al.] // *ICES Journal of Marine Science*. 1985. Vol. 37, iss. 2. P. 634–642.
16. *Ferrari G.M., Tassan S. A.* Method Using Chemical Oxidation to Remove Light Absorption by Phytoplankton Pigments // *Journal of Phycology*. 1999. Vol. 35, iss. 5. P. 1090–1098. <https://doi.org/10.1046/j.1529-8817.1999.3551090.x>
17. Practical test of a point-source integrating cavity absorption meter: the performance of different collector assemblies / R. Röttgers [et al.] // *Applied Optics*. 2005. Vol. 44, iss. 26. P. 5549–5560. <https://doi.org/10.1364/AO.44.005549>
18. Измерения показателя поглощения морской воды с помощью интегрирующей сферы / Д. И. Глуховец [и др.] // *Светотехника*. 2017. № 5. С. 39–43. EDN ZWJQAH.

19. *Neukermans G., Reynolds R. A., Stramski D.* Contrasting inherent optical properties and particle characteristics between an under-ice phytoplankton bloom and open water in the Chukchi Sea // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2014. Vol. 105. P. 59–73. <https://doi.org/10.1016/J.DSR2.2014.03.014>
20. *Lohrenz S. E.* A novel theoretical approach to correct for pathlength amplification and variable sampling loading in measurements of particulate spectral absorption by the quantitative filter technique // *Journal of Plankton Research*. 2000. Vol. 22, iss. 4. P. 639–657. <https://doi.org/10.1093/plankt/22.4.639>
21. Correction of pathlength amplification in the filter-pad technique for measurements of particulate absorption coefficient in the visible spectral region / D. Stramski [et al.] // *Applied Optics*. 2015. Vol. 54, iss. 22. P. 6763–6782. <https://doi.org/10.1364/AO.54.006763>
22. *Hoepffner N., Sathyendranath S.* Determination of the major groups of phytoplankton pigments from the absorption spectra of total particulate matter // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1993. Vol. 98, iss. C12. P. 22789–22803. <https://doi.org/10.1029/93JC01273>
23. *Neeley A. R., Freeman S. A., Harris L. A.* Multi-method approach to quantify uncertainties in the measurements of light absorption by particles // *Optics Express*. 2015. Vol. 23, iss. 24. P. 31043–31058. <https://doi.org/10.1364/OE.23.031043>
24. *van de Hulst H. C.* Light Scattering by Small Particles. New York : Dover Publications. 1981. 470 p.
25. *Ли М. Е., Шибанов Е. Б.* Концепция нового подхода к определению спектрального поглощения света в прозрачной морской воде // *Современные проблемы оптики естественных вод* : Труды XII Всероссийской конференции с международным участием, Санкт-Петербург, 25–27 октября 2023 года. Санкт-Петербург : Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, 2023. С. 97–102. EDN WAJPUW.
26. *Маньковский В. И.* О соотношении между интегральным показателем рассеяния света морских вод и показателем рассеяния в фиксированном направлении // *Морские гидрофизические исследования*. 1971. № 6. С. 145–154.
27. *Ли М. Е., Шибанов Е. Б.* Новый способ определения спектрального поглощения света в море // *Морской гидрофизический журнал*. 2024. Т. 40, № 2. С. 198–214. EDN SZCKWQ.
28. *Ли М. Е., Шибанов Е. Б.* Новый подход к определению спектрального поглощения света морской водой в конической отражающей кювете с интегрирующей сферой // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2024. Т. 17, № 3. С. 9–20. EDN GFWMQL. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2024.17\(3\)-1](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2024.17(3)-1)
29. *Petzold T. J.* Volume scattering functions for selected ocean waters. UC San Diego : Scripps Institution of Oceanography. 1972. 82 p. (Reference SIO Series).
30. *Kullenberg G.* Scattering of light by Sargasso Sea water // *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*. 1968. Vol. 15, iss. 4. P. 423–432. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(68\)90050-8](https://doi.org/10.1016/0011-7471(68)90050-8)
31. *Pope R. M., Fry E. S.* Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements // *Applied Optics*. 1997. Vol. 36, iss. 33. P. 8710–8723. <https://doi.org/10.1364/AO.36.008710>
32. *Smith R. C., Baker K. S.* Optical properties of the clearest natural waters (200–800 nm) // *Applied Optics*. 1981. Vol. 20, iss. 2. P. 177–184. <https://doi.org/10.1364/AO.20.000177>

Об авторах:

Ли Михаил Ен Гон, главный научный сотрудник, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, профессор, **ORCID ID: 0000-0002-2292-1877**, **ResearcherID (WOS): R-4344-2018**, **Scopus Author ID: 56142710400**, **SPIN-код: 2479-6915**, michael.lee.mhi@gmail.com

Шибанов Евгений Борисович, ведущий научный сотрудник, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, старший научный сотрудник, **ORCID ID: 0000-0001-7943-305X**, **ResearcherID: ABB-9097-2021**, **Scopus Author ID: 6507075380**, **SPIN-код: 9906-9983**, e-shybanov@mail.ru

Экстремальные явления морских волн тепла у восточного побережья полуострова Камчатка и в прилегающих районах в условиях современного глобального потепления

И. Д. Ростов [✉], Е. В. Дмитриева, И. А. Жабин

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

Поступила в редакцию 09.12.2024; одобрена после рецензирования 15.01.2025;
принята к публикации 15.05.2025.

Аннотация

Цель. Определить характеристики и тенденции межгодовой изменчивости параметров морских волн тепла у восточного побережья п-ова Камчатка, а также в прилегающих районах за последние четыре десятилетия и дать анализ их причинно-следственных связей с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере в контексте глобального потепления, изучить возможную роль прибрежного ветрового апвеллинга в цепочке событий масштабной экологической катастрофы в исследуемом регионе осенью 2020 г. в условиях интенсификации морских волн тепла и вспышки вредоносного цветения водорослей – цель настоящей работы.

Методы и результаты. Для анализа данных климатических массивов *NOAA* применялись стандартные методы идентификации изменчивости морских волн тепла и определения параметров амплитудно-частотного состава в узлах регулярной сетки. Результаты позволили детально охарактеризовать пространственно-временную изменчивость морских волн тепла в исследуемом регионе, включая частоту событий, их продолжительность, интенсивность, интегральные показатели (кумулятивную интенсивность и композитный индекс интенсивности), а также тенденции межгодовых и сезонных колебаний. Также были выявлены случаи ветрового апвеллинга глубинных вод в прибрежной зоне, который сопровождался всплеском концентрации хлорофилла *a* на поверхности океана в период вспышки вредоносного цветения водорослей.

Выводы. Морские волны тепла развивались на фоне устойчивых положительных трендов температуры поверхности океана. В последние два десятилетия на фоне глобального потепления наблюдалось значительное увеличение всех характеристик морских волн тепла. Выявлены статистически значимые корреляции между колебаниями различных параметров морских волн тепла и изменениями характеристик аномалий поля приземной температуры воздуха, геопотенциальной высоты изобарической поверхности 500 мбар, а также климатических индексов, указывающих на локальное и удаленное воздействие крупномасштабных атмосферных процессов. В период вспышки вредоносного цветения водорослей у Камчатского побережья, наблюдавшейся после воздействия морских волн тепла, отмечалось усиление ветрового апвеллинга в прибрежной зоне, способствующего поступлению биогенных веществ и динофлагеллят в фотический слой и увеличению их численности и концентрации хлорофилла *a*. Проведенные исследования позволили подтвердить предположение о роли экстремальных явлений морских волн тепла в цепочке событий экологической катастрофы в исследуемом регионе осенью 2020 г.

Ключевые слова: северо-западная часть Тихого океана, Камчатка, климатические изменения, морские волны тепла, апвеллинг, концентрация хлорофилла, климатические индексы, корреляционные связи

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания ТОИ ДВО РАН «Отклик и потенциальное изменение прибрежных экосистем Камчатки в условиях глобальных климатических и локальных катастрофических воздействий». Регистрационный номер 124072200009-5.

Для цитирования: Ростов И. Д., Дмитриева Е. В., Жабин И. А. Экстремальные явления морских волн тепла у восточного побережья полуострова Камчатка и в прилегающих районах в условиях современного глобального потепления // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 4. С. 417–435. EDN KYTEWK.

Original article

Extreme Events of Marine Heat Waves off the Eastern Coast of Kamchatka Peninsula and in the Adjacent Areas under Conditions of Modern Global Warming

I. D. Rostov , E. V. Dmitrieva, I. A. Zhabin

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

Abstract

Purpose. The purpose of the study is to determine the characteristics and trends of inter-annual variability of marine heat wave parameters off the Kamchatka Peninsula eastern coast and in the adjacent areas over the past four decades, and to analyze their cause-and-effect relationships with the large-scale and regional processes in the ocean and atmosphere in the context of global warming, as well as to investigate the possible role of coastal wind upwelling in the chain of events of a large-scale environmental disaster in the study region in the fall 2020 under conditions of intensification of marine heat waves and outbreak of harmful algal blooms.

Methods and Results. Standard methods for identifying the variability of marine heat waves and for determining the amplitude-frequency parameters at the regular grid nodes were used to analyze the NOAA climate data array. The results permitted to characterize in detail the spatiotemporal variability of marine heat waves in the region under study including the frequency of events, their duration, intensity, integral indicators (cumulative intensity and composite intensity index), as well as the trends in inter-annual and seasonal variations. The cases of wind-driven upwelling of deep-sea waters in the coastal zone accompanied by a surge in chlorophyll *a* concentration on the ocean surface during the harmful algal bloom outbreak were also identified.

Conclusions. The marine heat wave events developed against the background of stable positive trends in sea surface temperature. During the last two decades of global warming, a significant increase in all the marine heat wave indicators has been observed. Statistically significant correlations are revealed between the fluctuations in various marine heat wave parameters and the changes in characteristics of anomalies of the surface air temperature field, geopotential height of the 500 mbar isobaric surface as well as climate indices indicating the local and remote influence of large-scale atmospheric processes. During the outbreak of harmful algal bloom off the Kamchatka coast observed after the marine heat waves impact, an increase in wind upwelling in the coastal zone was noted that facilitated the entry of nutrients and dinoflagellates into the photic layer, and also an increase in their numbers and chlorophyll *a* concentration. The conducted studies confirm the assumption about the role of extreme marine heat waves in the chain of events of the environmental disaster that took place in the region under study in the fall 2020.

Keywords: northwestern Pacific Ocean, Kamchatka, climate change, marine heat waves, upwelling, chlorophyll concentration, climate indices, correlations

Acknowledgments: The work was carried out within the framework of theme of state assignment of POI FEB RAS “Response and potential change of coastal ecosystems of Kamchatka under conditions of global climatic and local catastrophic impacts”. Registration number is 124072200009-5.

For citation: Rostov, I.D., Dmitrieva, E.V. and Zhabin, I.A., 2025. Extreme Events of Marine Heat Waves off the Eastern Coast of the Kamchatka Peninsula and in the Adjacent Areas under Conditions of Modern Global Warming. *Physical Oceanography*, 32 (4), pp. 446-463.

Введение

На фоне современных тенденций глобального потепления экстремальные климатические явления как в атмосфере, так и в океане становятся все более частыми, продолжительными и интенсивными. В океане такими считаются морские волны тепла (МВТ), которые признаны одним из самых серьезных экстремальных явлений, вызванных изменением климата [1]. Эти волны можно определить как продолжительные, дискретные, аномально теплые события, которые характеризуются длительностью, интенсивностью, скоростью эволюции и пространственной протяженностью [1, 2]. Качественно МВТ определяются [3] как дискретные периоды продолжительной аномально теплой воды на поверхности в определенном месте, а количественные определения основаны на температурах океана, превышающих фиксированные сезонно меняющиеся или кумулятивные пороговые значения, отличающиеся для разных районов. В большинстве исследований, следуя единой методике [2], событие МВТ определяется как продолжительный аномально теплый период на поверхности океана, длящийся не менее пяти последовательных дней с температурами выше 90-го перцентиля в течение выбранного временного периода.

Возникновение МВТ может быть вызвано комбинацией локальных океанических и атмосферных процессов, таких как потоки тепла между воздухом и морем и горизонтальная адвекция. Эти процессы могут модулироваться крупномасштабной изменчивостью климата через дальние связи и взаимодействия [3, 4]. Морские волны тепла, как правило, идентифицируются с использованием температур поверхности океана (ТПО), хотя они могут распространяться и на большие глубины. Помимо экстремальных тепловых аномалий периодически наблюдаются и противоположные явления – экстремально холодные морские волны холода, показатели которых в большинстве регионов снижаются [1, 5], хотя в некоторых местах их интенсивность может увеличиваться.

На протяжении последних нескольких десятилетий МВТ наблюдаются во всех океанических бассейнах [1, 2, 4], а в будущем, в течение XXI в., их частота и интенсивность будет увеличиваться [5]. Примечательно, что за последние 40 лет средняя интенсивность МВТ в арктических окраинных морях стала сопоставимой с наблюдаемой в других регионах Мирового океана [6]. Явления МВТ могут длиться от нескольких дней до нескольких месяцев и охватывать десятки и сотни километров акватории. Они представляют собой значительную угрозу для морских экосистем, прибрежных биологических сообществ и экономики прибрежных регионов [2, 6, 7], но также могут создавать благоприятные условия для распространения инвазивных видов.

Факторы, определяющие начало и завершение отдельных явлений МВТ, разнообразны и могут изменяться в зависимости от региона, сезона и масштаба.

штаба события [4]. При этом океаническая адвекция играет ключевую роль в регулировании характеристик МВТ малого масштаба, в то время как атмосферные процессы являются основным движущим фактором для явлений МВТ более крупного масштаба. В целом с увеличением пространственного масштаба МВТ становятся менее интенсивными, реже встречаются и длятся дольше [8]. В периоды экстремального потепления наблюдается ослабление процессов вертикального перемешивания вод, усиление стратификации, что снижает поступление питательных веществ к поверхности, вызывает закисление вод и снижение до критических значений уровня растворенного кислорода [9, 10].

Основные риски, связанные с влиянием МВТ на морскую биоту [10], обусловлены нарушением естественных условий обитания и жизненного цикла гидробионтов, что происходит вследствие превышения адаптационных пределов этих организмов. Это также ведет к нарушениям пищевых цепочек, ухудшению кислородного режима и возникновению токсикологических угроз, связанных с вредоносным «цветением» водорослей (ВЦВ) [11]. Температура и поступление питательных веществ являются ключевыми факторами, контролирующими продуктивность океанов [12, 13]. Согласно проведенным исследованиям [14], в различных широтах МВТ могут как снижать концентрацию хлорофилла (показателя биомассы фитопланктона) [9], так и способствовать ее увеличению. При этом степень реакции хлорофилла на повышение температуры усиливается с ростом интенсивности, продолжительности МВТ и скорости поступления питательных веществ в верхний перемешанный слой. Однако связи между этими процессами сложны и неоднозначны.

Многочисленные исследования показали, что морские волны тепла стали причиной массовых явлений ВЦВ в различных регионах мира [15]. В последние десятилетия такие события становятся все более частыми и расширяются как по времени, так и по территории, оказывая беспрецедентное воздействие на морские экосистемы [1, 16, 17]. В ряде случаев эти явления приводили к катастрофическим последствиям для прибрежной аквакультуры и рыболовства. Так, в конце сентября – начале октября 2020 г. в акватории Авачинского залива и других районах юго-восточного побережья Камчатки произошла экологическая катастрофа, которая сопровождалась массовым развитием фитопланктона и аномальным ростом концентрации хлорофилла *a*. Эти изменения привели к появлению пены, пленок биогенных поверхностно-активных веществ на поверхности воды и массовой гибели морских гидробионтов (до 95% бентоса) [18, 19]. Исследования показали, что причиной этого явления было массовое и продолжительное «цветение» динофлагеллят вида *Karenia selliformis* [19], численность которых тесно коррелировала с концентрацией хлорофилла *a*, но не была связана с антропогенной эвтрофикацией [18, 20], характерной для акватории бухты Авача, примыкающей к Авачинскому заливу. Вредоносное «цветение» водорослей продолжалось два месяца и охватило обширную территорию более 300 × 100 км [19].

Среди вероятных факторов, способствующих этому явлению, выделяют сильные положительные аномалии температуры воды, которые можно расценивать как интенсивные морские волны тепла [15], а также поступление биогенных элементов из глубоких слоев воды вследствие ветро-волнового

перемешивания, вызванного проходом трех глубоких циклонов в период 19 сентября – 7 октября 2020 г. [21] и влиянием тайфуна *DOLPHIN*, который мог усилить эти процессы. Кроме того, рассматривалось влияние вызванного ветром апвеллинга, способствующего подъему динофлагеллят на поверхность, как возможная причина вспышки ВЦВ [19], но в ходе исследования эта гипотеза не была окончательно подтверждена. Подобные явления, связанные с массовым вредоносным «цветением» водорослей, известны под названием «красные приливы», они фиксировались в камчатских бухтах и ранее [21]. Спустя год, в сентябре – ноябре 2021 г., аналогичные события произошли на юге региона, у тихоокеанского побережья Хоккайдо, где также наблюдались случаи интенсивных МВТ [16]. В этом регионе также было зафиксировано массовое «цветение» динофлагеллят [20], которое сопровождалось гибелью морских организмов. Эти явления связывались с особенностями мезомасштабной динамики вод и усилением горизонтальных и вертикальных процессов перемешивания, которые последовали за интенсивными и обширными проявлениями МВТ в указанном районе [15]. В целом ретроспективный анализ токсических событий ВЦВ и лабораторные эксперименты подтверждают связь между резким повышением температуры воды и увеличением скорости производства токсинов [17].

При этом следует отметить, что многофакторные биологические воздействия на морские экосистемы, связанные с различными характеристиками МВТ, могут значительно различаться. Механизмы этих процессов, как и их причинно-следственные связи, пока недостаточно изучены [15, 22]. Установлено, что реакция экосистемы в значительной степени зависит от продолжительности, интенсивности и времени наступления экстремальных событий [23]. В то же время надежные данные о частоте случаев возникновения ВЦВ, а также о характеристиках МВТ у восточного побережья Камчатки, подобные тем, что имеются для Бохайского залива [16], отсутствуют. В целом в последние годы как в северо-восточной, так и в северо-западной части Тихого океана наблюдалась определенная зависимость возникновения и динамики ВЦВ от характеристик МВТ.

Выделяются несколько ключевых факторов, влияющих на развитие ВЦВ:

- более частые вспышки ВЦВ связаны с аномально теплыми термическими условиями, возникающими в результате воздействия МВТ [17, 20]. Однако в дальнейшем эти условия могут оказать негативное влияние на поддержание популяций таких водорослей, действуя как стрессор для их роста [24];

- в годы с «красными приливами» (период ВЦВ) общее количество дней с МВТ, как правило, выше, чем в годы без них. «Красные приливы» чаще возникают в районах с более высокой частотой и продолжительностью МВТ по сравнению с соседними акваториями [25];

- даже в местах, где такие водоросли встречаются редко, после вспышки ВЦВ могут возникать повторные события в последующие годы [20];

- формирование областей экстремальных температурных аномалий на поверхности океана и усиление стратификации, вызванные МВТ за месяц [15] или более до начала ВЦВ, способствуют запуску и ускорению процессов развития ВЦВ;

– вспышки ВЦВ происходят при попадании водорослей в оптимальные экологические условия [15]. Процессы ветро-волнового перемешивания, апвеллинга, горизонтальной адвекции и мезомасштабной динамики вод, приводящие к притоку питательных веществ из глубинных слоев в фотический слой, являясь необходимыми для питания фитопланктона и поддержания ВЦВ [17, 18];

– расширение зоны, охваченной ВЦВ, связано с углублением перемешанного поверхностного слоя и вовлечением биогенных веществ из речного стока [15, 18, 21] и соседних акваторий.

Морские акватории, прилегающие к восточному побережью Камчатского п-ова, являются одной из наиболее динамически активных и продуктивных областей Тихого океана, обеспечивающих необходимые условия для воспроизводства и промысла множества видов рыб и других гидробионтов. На рубеже XX–XXI вв. в исследуемом районе преобладали однонаправленные тенденции изменений термических условий в сторону увеличения температуры воды и воздуха в основном вследствие изменений теплообмена с атмосферой, что проявляется в характеристиках ледовитости, термохалинной структуры и теплосодержания вод [26]. Эти процессы характеризуются значительной пространственно-временной изменчивостью и оказывают заметное влияние на экологическое состояние и биоту региона. На акватории региона отмечалась наибольшая в пределах всего бассейна Тихого океана скорость потепления, а вклад тренда в суммарную дисперсию среднегодовой ТПО достигал 30–40% [26]. Наибольшие тренды T_a и ТПО наблюдались в западной части Берингова моря и у восточного побережья Камчатки [27]. Особенности их межгодовой изменчивости определяются поверхностным воздействием и внутренней динамикой океана. Они включают сезонные изменения, а также десятилетние и междесятилетние колебания, наложенные на монотонные тенденции в условиях изменяющихся климатических режимов и отдельных фаз глобального потепления.

На данный момент метрики явлений МВТ – количественные показатели (такие как интенсивность, продолжительность, частота, площадь охвата [2]), их статистические характеристики, а также причинно-следственные связи с процессами в атмосфере и океане в регионе северо-западной части Тихого океана у восточного побережья Камчатки остаются недостаточно изученными.

Цель данной работы – определение характеристик и тенденций межгодовой изменчивости параметров МВТ у восточного побережья Камчатки и в прилегающих районах, а также анализ причинно-следственных связей с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере за последние 40 лет, изучение возможной роли прибрежного ветрового апвеллинга в цепочке событий масштабной экологической катастрофы в исследуемом регионе в условиях интенсификации МВТ и вспышки вредоносного «цветения» водорослей.

Данные и методы

Район исследований ограничен координатами 51–63° с. ш.; 156–180° в. д., а временной период – четырьмя десятилетиями 1982–2023 гг. В работе использованы данные оптимальной интерполяции ежедневной ТПО (NOAA-OI SST, 2) в узлах сетки $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, доступные по адресу

<https://www.psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.highres.html>, и стандартный метод идентификации MBT [2]. Событие MBT определялось как аномально теплое явление на поверхности океана, длящееся не менее пяти последовательных дней (два последовательных события с перерывом менее трех дней считаются одним событием) с температурами поверхности выше 90-го перцентиля, на основе базового климатического 30-летнего периода 1988–2018 гг. с использованием программного обеспечения *Matlab* [28]. Согласно методу [2], 90-й перцентиль был рассчитан для каждого календарного дня с использованием ежедневных значений ТПО в пределах 11-дневного окна, центрированного на данных за все годы в пределах климатологического периода и сглаженного путем применения 31-дневного скользящего среднего. Для описания, сравнительного анализа и классификации характеристик MBT в каждом узле сетки и в среднем по региону были рассчитаны различные метрики [2], определяемые на основе степени, в которой значения фактической температуры превышают местные климатические характеристики 90-го перцентиля базового периода [22]:

- частота – количество событий MBT в год (F);
- продолжительность – количество дней между началом и окончанием периода явления MBT, когда ТПО превышает порог 90% (D , сут);
- интенсивность MBT – отклонение среднесуточной ТПО относительно 90-го перцентиля базового периода в выбранный день (I , °C);
- средняя интенсивность, представляет собой среднюю интенсивность (температурную аномалию) для всего рассматриваемого события MBT (I_{mean} , °C);
- максимальная интенсивность – наибольшая аномалия температуры относительно аномалии температуры климатических характеристик в период события MBT (I_{max} , °C);
- кумулятивная интенсивность – показатель, суммирующий значения температурных аномалий в течение события MBT (I_{cum} , °C);
- композитный индекс интенсивности, который интегрирует частоту (количество) событий, их интенсивность и длительность на протяжении всего периода (ICI , °C·сут).

Использовались также данные реанализа полей приземной температуры воздуха (T_a), давления, ветра и ряды климатических индексов (КИ) [26, 29]: *AMO*, *NPGO*, *PDO*, *SOI*, *WP*, *NINO.WEST*, полученные с сайтов *NOAA* <https://psl.noaa.gov/data/gridded/index.html> и <https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/>. Спутниковые данные о концентрации хлорофилла *a* и ТПО с высоким разрешением были взяты с сервера *ERDDAP NOAA CoastWatch* на сайте <https://coastwatch.noaa.gov/erddap/griddap/index.html?page=1&itemsPerPage=1000>.

Проводился статистический расчет и анализ пространственно-временной изменчивости характеристик используемых данных по единой методике [29]. С учетом продолжительности летнего и зимнего муссонов и внутригодового хода T_a и ТПО были выбраны условно теплый, летний (июнь – сентябрь), и условно холодный, зимний (ноябрь – март), сезоны (периоды) года. Расчеты проводились как для всего 42-летнего периода 1982–2023 гг., так и для его первой (1982–2002) и второй (2003–2023) половин. Уровень значимости 95% для трендов временных рядов и коэффициентов корреляции оценивался по критерию Стьюдента с использованием эффективных степеней свободы.

Для изучения возможности проявления и характеристик сезонного прибрежного апвеллинга в исследуемом районе использовался ветровой индекс апвеллинга, позволяющий получить количественные оценки направленного от берега экмановского переноса вод в поверхностном слое трения [30]. Индекс рассчитывается по полю ветра в прибрежных районах океана с использованием данных, полученных при помощи спутниковых скаттерометров, которые отражают короткопериодную изменчивость поля ветра [31]. Для прибрежных районов юго-восточного побережья Камчатки и Авачинского залива уравнение для расчета ветрового индекса апвеллинга можно представить в следующем виде:

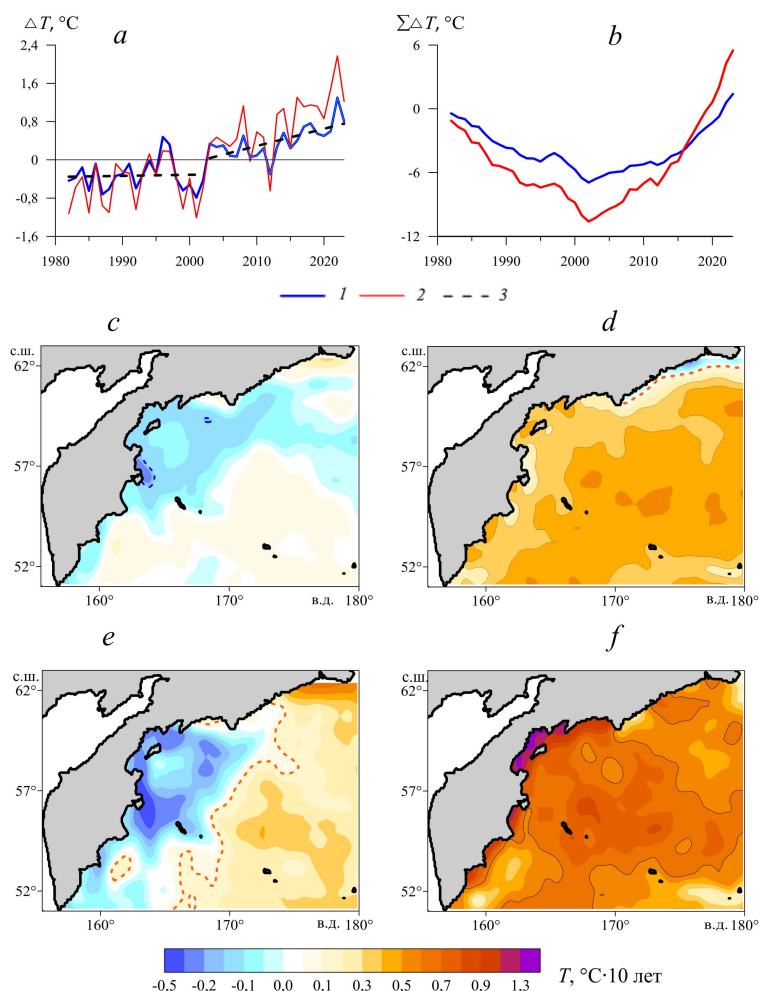
$$UI = -Q_x \sin(a - \pi/2) + Q_y \cos(a - \pi/2),$$

где a – угол между соответствующей параллелью и прямой, аппроксимирующей среднюю береговую линию; Q_x и Q_y – значения зональной и меридиональной составляющих ветрового переноса. В этом случае $Q_x = \tau_y/\rho f$, $Q_y = -\tau_x/\rho f$, где τ_x и τ_y – значения зональной и меридиональной составляющих касательного напряжения ветра, ρ – плотность морской воды ($1025 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$), f – параметр Кориолиса. Касательное напряжение ветра рассчитывалось по уравнениям, предложенным в работе [32].

Тенденции потепления на акватории восточного побережья п-ова Камчатка и прилегающих районов

В целом по району в период 1982–2023 гг. отмечался статистически значимый положительный тренд аномалий среднегодовой ТПО (ΔT), составляющий $0,31^\circ\text{C}$ за 10 лет. В графиках аномалий и накопленных аномалий выделяются две фазы (периода) климатических изменений: 1982–2002 гг., когда преобладали отрицательные аномалии ТПО, и 2003–2023 гг. – с преобладанием положительных аномалий (рис. 1, *a*, *b*).

Значение тренда среднегодовой ТПО в первой фазе составляло $0,02^\circ\text{C}$ за 10 лет и не являлось статистически значимым, тогда как во второй фазе оно увеличилось до значимого $0,36^\circ\text{C}$ за 10 лет. В теплый период года во время первой фазы (1982–2002) по всему району наблюдалось умеренное увеличение ТПО до $0,12^\circ\text{C}$ за 10 лет. Однако в последующий период (2003–2023) тренд ТПО резко усилился, достигнув $0,64^\circ\text{C}$ за 10 лет. Это связано с переходом к новому климатическому режиму и изменением характеристик атмосферной циркуляции в регионе. Причем, как было показано ранее [26], в северном и южном секторах акватории всей внетропической зоны северо-западной части Тихого океана выявленные тенденции также различаются. Как видно из рис. 1, *c* – *f*, в последние два десятилетия знак тренда ТПО на акватории западной и северо-западной областей исследуемого района изменился с отрицательного на положительный. При этом в теплый период года у побережья восточной части п-ова Камчатка сформировалась полоса с экстремальными трендами ТПО (рис. 1, *f*), которые, по нашим оценкам, достигли рекордных значений для всего бассейна Тихого океана – до $1,45^\circ\text{C}$ за 10 лет.



Р и с. 1. Межгодовая изменчивость аномалий среднегодовой ТПО (ΔT) (a) и накопленных аномалий ($\Sigma \Delta T$) (b) в 1982–2023 гг.; тренды аномалий среднегодовой ТПО (c) и аномалий ТПО за теплый период (e) в 1982–2002 гг.; то же – в 2003–2023 гг. (d, f). Обозначения на фрагментах a, b: 1 – среднегодовые аномалии ТПО; 2 – аномалии ТПО за теплый период; 3 – линейные тренды за два периода; штриховыми линиями на фрагментах c, d, e ограничены области, статистически значимые на уровне 95%

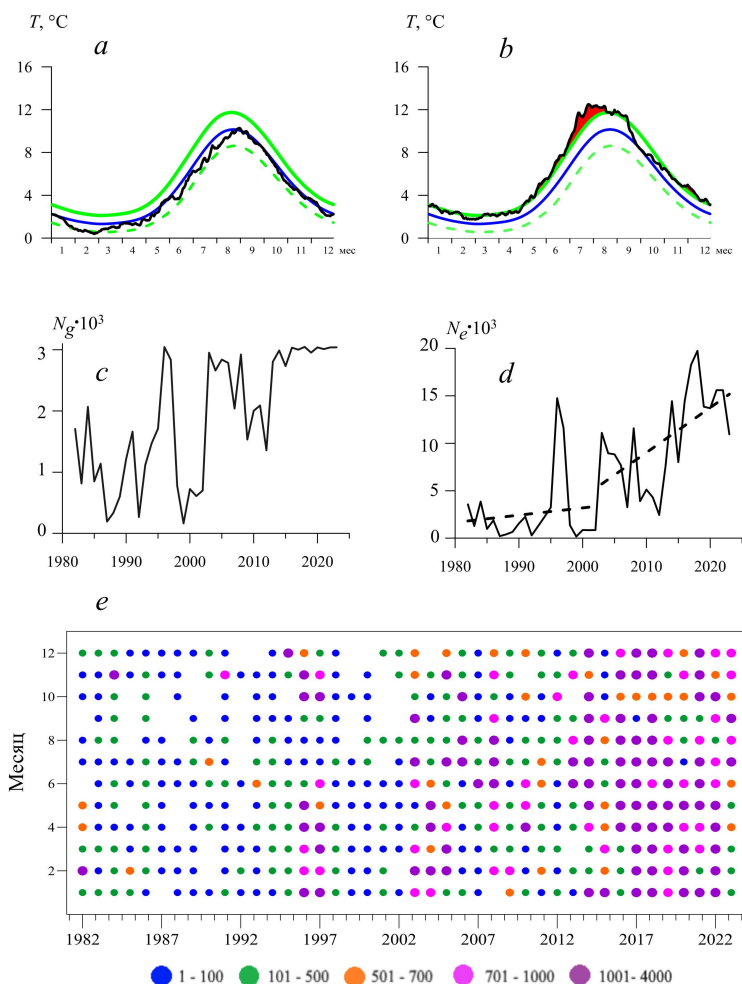
F i g. 1. Inter-annual variability of annual average SST (ΔT) anomalies (a) and accumulated ($\Sigma \Delta T$) anomalies (b) in 1982–2023; trends of annual average SST anomalies (c) and warm period SST anomalies (e) in 1982–2002; the same is for 2003–2023 (d, f). Legend at the fragments a and b: 1 – annual average SST anomalies; 2 – warm period SST anomalies; 3 – linear trends for two periods; dashed lines delimit the areas statistically significant at the 95% level in fragments c, d and e

Средние показатели характеристик морских волн тепла

На рис. 2 показаны временные изменения некоторых характеристик МВТ по всему району. Из рисунка следует, что в последние 40 лет наблюдалось постепенное увеличение площади акватории (количества узлов сетки, N_g , – рис. 2, c), охваченной этим процессом. Эти события фиксируются в течение всех месяцев года, однако в середине периода наблюдался резкий рост их числа (рис. 2, d, e). В целом суммарное количество событий МВТ (N_e) в узлах сетки за этот период увеличилось с 213 в 1987 г. до 19,7 тыс. в 2018 г.

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 4 2025

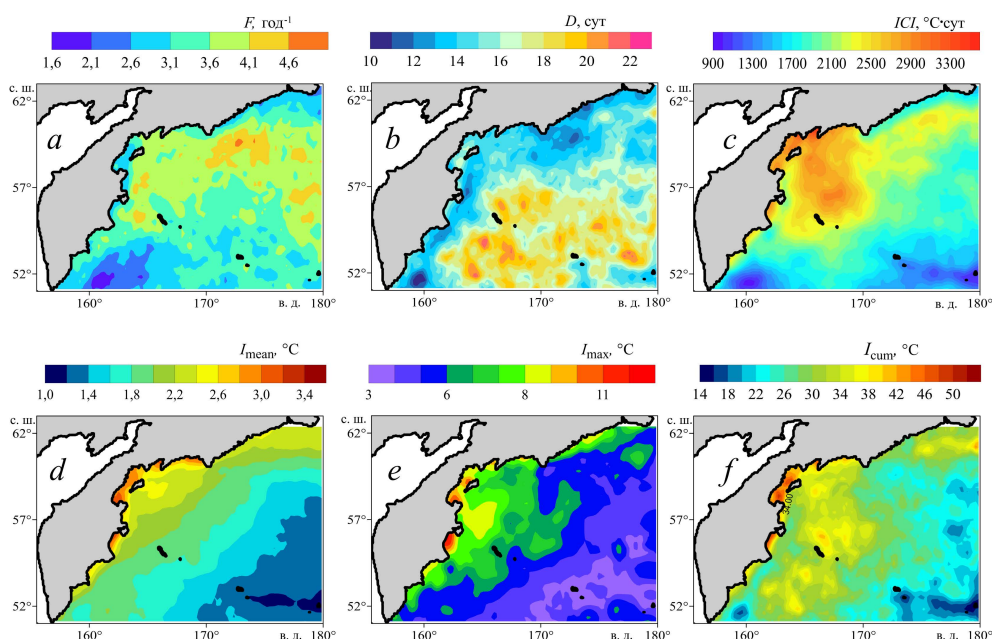
(в среднем за период наблюдалось $\sim 6,5$ тыс. событий в год) со значимым трендом $\sim 3,5$ тыс. за 10 лет. Амплитудно-частотные характеристики внутри-годовой динамики этих событий по району также различаются и в зависимости от года имеют специфические особенности для каждого периода (рис. 2, *a*, *b*). В межгодовом ходе кривой N_e прослеживаются общие тенденции потепления в регионе и два основных периода, которые отражают ключевые изменения климата (рис 1, *a*; 2, *d*).



Р и с. 2. Общие показатели событий МВТ по району исследований. Изменения в 2002 г. (*a*) и в 2023 г. (*b*) среднесуточных ТПО (черная кривая), климатологических средних ТПО (синяя кривая), пороговых значений 90-го перцентиля (сплошная зеленая кривая) и 10-го перцентиля (штриховая зеленая кривая); количество узлов сетки N_g (*c*), в которых наблюдались события МВТ, и количество событий МВТ N_e в узлах сетки (*d*); дифференцированные изменения количества событий МВТ по всему району за различные годы по месяцам (*e*)

F i g. 2. General indicators of MHW events in the region under study. Changes of daily average SST (black curve), climatological average SST (blue curve), and the 90th (solid green curve) and 10th (dashed green curve) percentile thresholds in 2002 (*a*) and 2023 (*b*); number of grid nodes N_g (*c*), where the MHW events were observed, and a number of MHW events N_e at the grid nodes (*d*); differentiated changes in the number of MHW events over the entire region for different years by months (*e*)

Основные пики на этой кривой соответствуют пиковым значениям Эль-Ниньо, которые происходили в последние десятилетия, а общий тренд совпадает с глобальными климатическими изменениями [1, 29, 33]. Дальнейший анализ характеристик МВТ в регионе был сосредоточен на последнем 20-летнем временном интервале (2003–2023). Рисунок 3 иллюстрирует частоту событий, их продолжительность, интенсивность и интегральные показатели, подчеркивая значительные региональные различия в этих показателях за последние два десятилетия.



Р и с. 3. Пространственное распределение многолетних усредненных среднегодовых характеристик МВТ в 2003–2023 гг.: частота событий МВТ (*a*); продолжительность (*b*); композитный индекс интенсивности (*c*); средняя интенсивность (*d*); максимальная интенсивность (*e*); кумулятивная интенсивность (*f*)

F i g. 3. Spatial distribution of long-term averaged annual mean MHW characteristics in 2003–2023: MHW events frequency (*a*); duration (*b*); composite intensity index (*c*); mean (*d*), maximum (*e*) and cumulative (*f*) intensities

Зона с минимальной частотой событий МВТ (менее двух в год) расположена к юго-востоку от Камчатки в океанской части, а максимальная частота (более четырех в год) наблюдалась вблизи кромки шельфа Берингова моря (рис. 3, *a*), что также отмечалось ранее [34]. Среднее значение частоты событий (F) составило 3,4 в год. Средняя продолжительность каждого события МВТ (D) в водах региона равнялась 16 сут. В то же время с удалением от континента продолжительность этих событий увеличивается с 10–12 дней на северо-западе до 20–25 дней в глубоководных районах юго-восточной части региона (рис. 3, *b*).

Средняя и средняя из максимальных интенсивности МВТ в исследуемом районе за 20 лет составили 1,8 и 5,2 °C соответственно, а средняя кумулятивная интенсивность – 28,2 °C. Наибольшие значения этих характеристик

($I_{\text{mean}} \sim 3,4 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $I_{\text{max}} \sim 11,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ и $I_{\text{cum}} \sim 50 \text{ }^{\circ}\text{C}$) отмечались в узкой прибрежной зоне северо-восточной части Камчатского п-ова и прилегающих к континенту акваториях океана (рис. 3, *d – f*). Композитный индекс интенсивности (*ICI*), объединяющий три основные переменные MBT (*F*, *D*, I_{mean}), предоставляет более полную картину проявления MBT. Пространственное распределение *ICI* (рис. 3, *c*) демонстрирует более высокие значения индекса в западной части бассейна Берингова моря, в то время как в южной части региона наблюдаются его относительно низкие значения.

Эти общие тенденции в динамике суточных характеристик MBT, с одной стороны, являются ожидаемым следствием повышения средней температуры поверхности океана в условиях глобального потепления [33], с другой – отражают избирательную чувствительность к изменениям температуры морской поверхности и могут быть как предвестниками, так и причиной формирования межгодовых трендов температурных колебаний [34].

Межгодовые и сезонные изменения MBT

На рис. 4 показаны межгодовые изменения основных характеристик MBT, усредненных по всему исследуемому району. Временной ход показателей MBT характеризуется наличием пиковых значений в конце периода 1982–2023 гг. При этом наблюдается заметный положительный линейный тренд (рис. 4, таблица). Связи между изменениями характеристик MBT, аномалиями различных региональных климатических показателей и климатических индексов демонстрируют относительно тесную корреляцию.

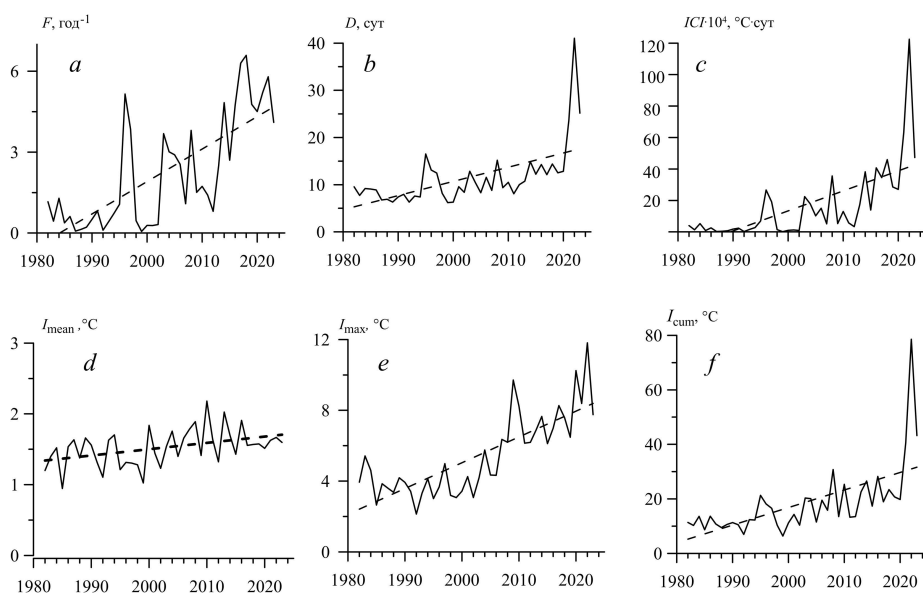


Рис. 4. Регионально усредненные среднегодовые значения частоты *F* (*a*), продолжительности *D* (*b*), композитного индекса интенсивности *ICI* (*c*), средней I_{mean} (*d*), максимальной I_{max} (*e*) и кумулятивной I_{cum} (*f*) интенсивности событий MBT за период 1982–2023 гг. Обозначения: сплошная линия – показатель MBT, штриховая – линейный тренд

Fig. 4. Regionally averaged annual mean values of frequency *F* (*a*), duration *D* (*b*), composite intensity index *ICI* (*c*), mean I_{mean} (*d*), maximum I_{max} (*e*) and cumulative I_{cum} (*f*) intensities of MHW events for 1982–2023. Legend: solid line denotes MHW index, dashed line – linear trend

Значения межгодовых трендов ($b/10$ лет) среднегодовых показателей MBT и коэффициенты корреляции (R) событий MBT с климатическими параметрами за 1982–2023 гг.

Inter-annual trend ($b/10$ years) values of annual average MHW indicators, and correlation coefficients (R) of MHW events with climatic parameters for 1982–2023

Параметры/ Parameters	F	D	ICI	I_{mean}	I_{max}	I_{cum}
b	1,2	3,7	$12,5 \times 10^3$	0,1	1,5	6,4
R/SST_a	0,81	0,57	0,76	0,33	0,55	0,59
R/T_a	0,76	0,63	0,74	0,36	0,52	0,65
R/H_{500}	0,52	0,47	0,51	0,38	0,57	0,53
R/AMO	0,35	0,53	0,38	0,44	0,50	0,44
R/SOI	0,22	0,36	0,32	0,29	0,38	0,42
$R/NINO.W$	0,61	0,45	0,57	0,39	0,69	0,52
$R/NPGO$	-0,47	-0,31	-0,35	0,12	-0,19	-0,22
R/IPO	-0,21	-0,38	-0,40	-0,23	-0,38	-0,42

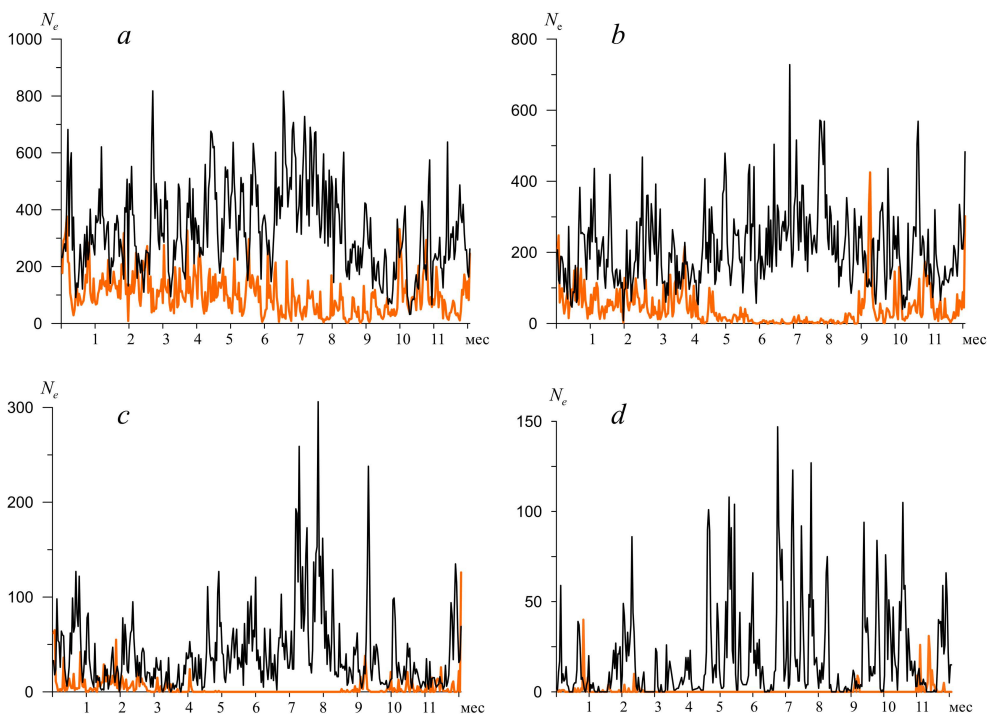
Примечание. SST_a – среднегодовые аномалии приземной температуры воздуха по данным реанализа; T_a – среднегодовые аномалии температуры воздуха на прибрежной метеостанции Апука (Олюторка) с сайта <http://portal.esimo.ru/portal/>; H_{500} – аномалии геопотенциальной высоты поверхности 500 мбар; AMO – IPO – климатические индексы [26, 29]. Полужирным шрифтом выделены статистически значимые (95%) оценки

Note. SST_a is annual average anomalies of surface air temperature based on reanalysis data; T_a is annual average anomalies of air temperature at the coastal weather station Apuka (Olyutorka) taken from the website <http://portal.esimo.ru/portal/>; H_{500} – anomalies of geopotential height of the 500 mbar surface; AMO – IPO are climatic indices [26, 29]. Statistically significant (95%) estimates are highlighted in bold

Тенденции изменений показателей MBT по всему району характеризуются следующими особенностями. Количество событий MBT в год увеличивается на 1,2 за 10 лет (таблица). Средняя продолжительность каждого события увеличивалась на 3,7 дня за десятилетие и в 2022 г. достигала рекордных 49 дней (рис. 4, b). Это объясняет наличие пиков в распределении кумулятивной интенсивности (рис. 4, f) и композитного индекса MBT за указанный год (рис. 4, c). В среднем наибольшие аномалии температуры воды относительно климатических характеристик увеличивались на 1,5 °C за декаду (таблица), что согласуется с результатами других исследований [33]. Зависимость продолжительности событий MBT от их частоты и максимальной интенсивности характеризуется высокой корреляцией ($R = 0,6$).

Данные таблицы показывают наличие средних статистически значимых корреляционных связей межгодовых колебаний различных показателей MBT с изменениями характеристик аномалий температуры воздуха у поверхности – (в целом по району ($R = 0,61$), аномалий T_a на ближайшей прибрежной метеостанции ($R = 0,61$), высоты геопотенциала на уровне 500 мбар ($R = 0,50$)), а также с различными климатическими индексами. Тенденции межгодовых изменений климатических индексов определяются главным образом положением, выраженностью и взаимодействием основных барических образований, являющихся сезонными центрами действия атмосферы, и зависят от

выбранного периода времени. Корреляционные связи колебаний климатических индексов *АМО – IPO* отражают воздействие различных крупномасштабных процессов, которые являются частью режима изменчивости климата в глобальном масштабе, на структуру полей давления, ветра и термические условия в субарктическом регионе через дальние связи [26].



Р и с. 5. Количество событий МВТ (N_e) различной продолжительности за 1982–2002 гг. (оранжевая кривая) и 2003–2023 гг. (черная кривая), осредненных для всего района за различные дни и сезоны года: 5–10 дней в год (*a*), 11–32 дня (*b*), 33–62 дня (*c*) и более 62 дней (*d*)

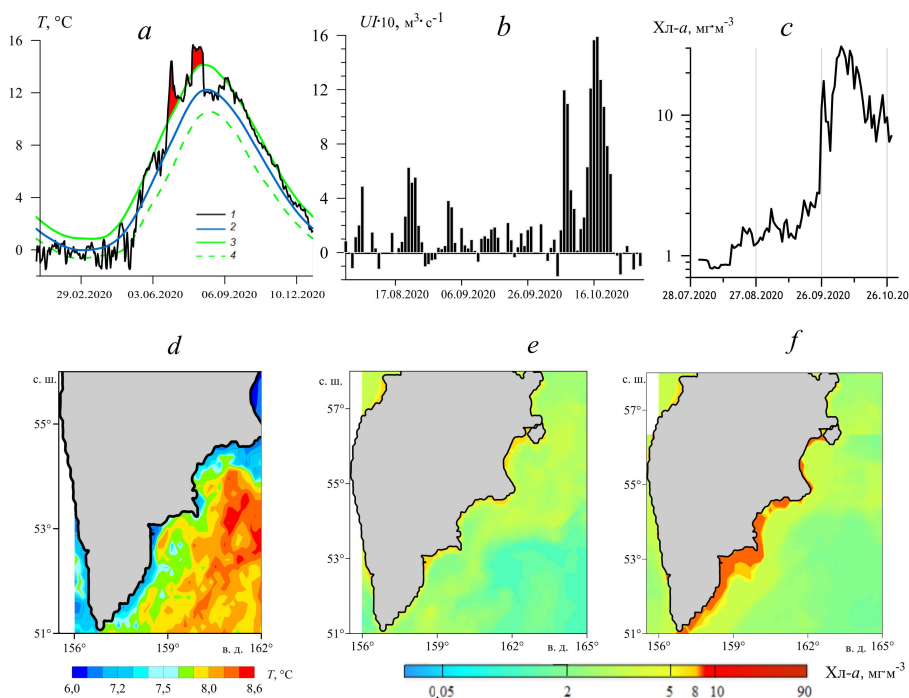
F i g. 5. Number of MHW events (N_e) of different durations for 1982–2002 (orange curve) and 2003–2023 (black curve) averaged for the entire region for different days and seasons of a year: 5–10 days per year (*a*), 11–32 days (*b*), 33–62 days (*c*), and more than 62 days (*d*)

Как видно из рис. 5, в среднем за 2003–2023 гг. максимальное количество событий МВТ за отдельные дни в узлах сетки региона соответствует событиям малой продолжительности (5–10 дней в год) (рис. 5, *a*). Наибольшее количество событий различной продолжительности наблюдается в теплый период года. Во внутригодовой динамике общее количество событий МВТ, усредненное по району, резко увеличивается на второй фазе исследуемого периода (рис. 5, *a – d*).

Таким образом, локальные атмосферные воздействия являются ключевым фактором изменчивости МВТ в исследуемом регионе. Эти воздействия могут модифицироваться крупномасштабными климатическими режимами изменчивости.

Морские волны тепла и вспышка вредоносного «цветения» водорослей у побережья Камчатки в 2020 г.

Как отмечалось выше, в последние два десятилетия на исследуемой акватории наблюдается тенденция к ускоренному потеплению, а явления морских волн тепла охватили всю акваторию региона (рис. 1–4). К концу этого периода экстремальные воздействия МВТ и аномально высоких температур на биоту прибрежной зоны и прилегающих морских районов достигли наибольшей интенсивности. В условиях экологической катастрофы Камчатки в конце сентября – начале октября 2020 г. эти процессы сопровождались массовым развитием микроводорослей и значительным ростом концентрации хлорофилла *a* [18, 19, 21], что, по-видимому, стало одним из факторов, способствующих вспышке ВЦВ. В числе причин этого явления также рассматривались процессы перемешивания в верхнем слое океана, которые способствуют поступлению биогенных веществ и динофлагеллят в фотический слой [18, 19, 21]. Одним из таких процессов был прибрежный апвеллинг – подъем глубинных вод к поверхности, вызванный воздействием ветра.



Р и с. 6. Изменения в исследуемом районе в сезонном ходе температуры у побережья зал. Авача в 2020 г. (а): среднесуточных ТПО (1), климатологических средних ТПО (2), пороговых значений 90-го перцентиля (3) и 10-го перцентиля (4); временная изменчивость ежедневных значений индекса апвеллинга в том же районе летом – осенью 2020 г. (b); внутригодовая изменчивость концентрации хлорофилла *a* на поверхности у побережья зал. Авача в августе – октябре 2020 г. (c); ТПО за 28.10.2020 г. (d); распределение концентрации хлорофилла *a* на поверхности океана 15.08.2020 г. (e) и 15.10.2020 г. (f)

F i g. 6. Changes in daily average SST (1), climatological average SST (2), and the 90th (3) and 10th (4) percentile threshold values in temperature seasonal variation in the study area off the coast of Avacha Bay in 2020 (a); temporal variability of daily upwelling index values in the same area in summer – fall, 2020 (b); intra-annual variability of surface chlorophyll *a* concentration off the coast of Avacha Bay in August – October, 2020 (c); SST for 10.28.2020 (d); distribution of chlorophyll *a* concentration on the ocean surface on 08.15.2020 (e) and 10.15.2020 (f)

Следует отметить, что влияние ветрового апвеллинга на термическую структуру вод у восточного побережья Камчатского п-ова в период резкого ухудшения экологической ситуации в сентябре – октябре 2020 г. ранее не изучалось. Для анализа этого процесса можно использовать спутниковые карты распределения ТПО (на которых зоны апвеллинга выделяются как области более холодных вод у побережья), а также результаты расчета ветрового индекса апвеллинга (рис. 6, *b, d*).

Ветровой индекс апвеллинга применяется для оценки интенсивности прибрежного подъема вод. Положительные значения индекса указывают на апвеллинг, отрицательные – на даунвеллинг (опускание вод). Наши расчеты показали, что в летне-осенний период, когда в прибрежной полосе и над акваторией региона преобладают западные и юго-западные ветры со средней скоростью $4\text{--}9\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ [27], могут формироваться благоприятные условия для развития прибрежного сезонного апвеллинга. Максимальные положительные значения индекса апвеллинга в полосе широт $52\text{--}53^\circ\text{ с. ш.}$ прибрежной зоны Камчатки (рис. 6, *b*), указывающие на интенсивный апвеллинг, наблюдаются осенью, после весенне-летних событий МВТ (рис. 6, *a*). Эти события сопровождаются формированием пояса более холодных вод в прибрежной зоне (рис. 6, *d*), а также резким увеличением концентрации хлорофилла *a* во внутригодовом ходе (рис. 6, *c*) и изменением ее пространственного распределения (рис. 6, *f*) по сравнению с периодом, когда ветровой апвеллинг не был выражен (рис. 6, *e*). Следует отметить, что помимо воздействия на биоту токсинов, вызывающих гибель морских организмов при вспышке ВЦВ, другим негативным фактором является снижение уровня растворенного кислорода в придонных слоях до критических значений [11] в процессе гибели и разложения биомассы микроводорослей. В контексте камчатской экологической катастрофы подобные случаи гипоксии оказались недостаточно исследованными.

Заключение

1. В 1982–2023 гг. экстремальные явления морских волн тепла развивались и усиливались на фоне положительных трендов температуры поверхности океана. В течение первой 20-летней фазы (1982–2002) линейные тренды межгодовых изменений ТПО и различных показателей МВТ были малы и статистически не значимы. На второй фазе (2003–2023) межгодовые изменения этих характеристик демонстрируют значительные положительные тренды, что подтверждает устойчивое усиление явлений МВТ с точки зрения частоты событий, их продолжительности, интенсивности и интегральных показателей, подчеркивая значительные региональные различия в этих показателях за последние десятилетия.

2. Количество событий МВТ увеличивалось с 213 в 1987 г. до 19,7 тыс. в 2018 г., что соответствует значительному тренду в 3,5 тыс. событий за 10 лет. В среднем за год в регионе происходило $\sim 6,5$ тыс. таких событий с пиками, совпадающими с фазами Эль-Ниньо. Максимальное количество событий МВТ за отдельные дни соответствовало малой длительности (5–10 дней в год). Средняя частота событий МВТ составила 3,4 в год, а средняя продолжительность каждого события – 16 дней. В 2003–2023 гг. наибольшие

значения различных показателей МВТ фиксировались в узкой прибрежной зоне северо-восточной Камчатки и прилегающих акваториях.

3. Выявлены статистически значимые корреляции между колебаниями различных показателей МВТ и изменениями характеристик аномалий приземной температуры воздуха, высоты геопотенциала изобарической поверхности 500 мбар, а также климатических индексов (*AMO*, *NINO.WEST*, *NPGO*, *IPO*), что указывает на воздействие аномалий поля температуры воздуха и крупномасштабных атмосферных процессов на развитие МВТ.

4. В период вспышки вредоносного «цветения» водорослей у Камчатского побережья наблюдалось усиление ветрового апвеллинга в прибрежной зоне, способствующего поступлению биогенных веществ и динофлагеллят в фотический слой. Проведенные исследования подтверждают предположения о роли апвеллинга как важного причинного фактора в цепочке событий экологической катастрофы в исследуемом регионе осенью 2020 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. State of the Global Climate 2023. World Meteorological Organization. WMO-No. 1347. Geneva : WMO, 2024. 47 p.
2. A hierarchical approach to defining marine heatwaves / A. J. Hobday [et al.] // *Progress in Oceanography*. 2016. Vol. 141. P. 227–238. <https://doi.org/10.1016/j.poccean.2015.12.014>
3. Marine Heatwaves / E. C. J. Oliver [et al.] // *Annual Review of Marine Science*. 2021. Vol. 13, iss. 1. P. 313–342. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-032720-095144>
4. Local Drivers of Marine Heatwaves: A Global Analysis With an Earth System Model / L. Vogt [et al.] // *Frontiers in Climate*. 2022. Vol. 4. 847995. <https://doi.org/10.3389/fclim.2022.847995>
5. Yao Y., Wang C., Fu Y. Global Marine Heatwaves and Cold-Spells in Present Climate to Future Projections // *Earth's Future*. 2022. Vol. 10, iss. 11. e2022EF002787. <https://doi.org/10.1029/2022EF002787>
6. Arctic Amplification of marine heatwaves under global warming / Y. He [et al.] // *Nature Communication*. 2024. Vol. 15. 8265. <https://doi.org/10.1038/s41467-024-52760-1>
7. Marine heatwaves as drivers of biological and ecological change: implications of current research patterns and future opportunities / P. W. S. Joyce [et al.] // *Marine Biology*. 2024. Vol. 171. 20. <https://doi.org/10.1007/s00227-023-04340-y>
8. Scale-Dependent Drivers of Marine Heatwaves Globally / C. Bian [et al.] // *Geophysical Research Letter*. 2024. Vol. 51, iss. 3. e2023GL107306. <https://doi.org/10.1029/2023gl107306>
9. Hotspots and drivers of compound marine heatwaves and low net primary production extremes / N. Le Grix [et al.] // *Biogeosciences*. 2022. Vol. 19, iss. 24. P. 5807–5835. <https://doi.org/10.5194/bg-19-5807-2022>
10. Frölicher T. L., Laufkötter C. Emerging risks from marine heat waves // *Nature Communications*. 2018. Vol. 9, iss. 1. 650. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03163-6>
11. Marine harmful algal blooms (HABs) in the United States: History, current status and future trends / D. M. Anderson [et al.] // *Harmful Algae*. 2021. Vol. 102. 101975. <https://doi.org/10.1016/j.hal.2021.101975>
12. Falkowski P. G., Oliver M. G. Mix and match: how climate selects phytoplankton // *Nature Reviews: Microbiology*. 2007. Vol. 5, iss. 10. P. 813–819. <https://doi.org/10.1038/nrmicro1751>
13. Marine heatwaves during the pre-monsoon season and their impact on Chlorophyll-a in the north Indian Ocean in 1982–2021 / M. S. Krishnapriya [et al.] // *Marine Pollution Bulletin*. 2023. Vol. 197. 115783. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2023.115783>

14. Noh K. M., Lim H.-G., Kug J.-S. Global chlorophyll responses to marine heatwaves in satellite ocean color // *Environmental Research Letters*. 2022. Vol. 17, iss. 6. 064034. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac70ec>
15. Unprecedented Outbreak of Harmful Algae in Pacific Coastal Waters of Southeast Hokkaido, Japan, during Late Summer 2021 after Record-Breaking Marine Heatwaves / H. Kuroda [et al.] // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2021. Vol. 9, iss. 12. 1335. <https://doi.org/10.3390/jmse9121335>
16. Temporal and spatial characteristics of harmful algal blooms in the Bohai Sea during 1952–2014 / N.-q. Song [et al.] // *Continental Shelf Research*. 2016. Vol. 122. P. 77–84. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.04.006>
17. An unprecedented coastwide toxic algal bloom linked to anomalous ocean conditions / R. M. McCabe [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 2016. Vol. 43, iss. 19. P. 10366–10376. <https://doi.org/10.1002/2016GL070023>
18. Detection and Analysis of the Causes of Intensive Harmful Algal Bloom in Kamchatka Based on Satellite Data / V. Bondur [et al.] // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2021. Vol. 9, iss. 10. 1092. <https://doi.org/10.3390/jmse9101092>
19. A massive bloom of *Karenia* species (Dinophyceae) off the Kamchatka coast, Russia, in the fall of 2020 / T. Y. Orlova [et al.] // *Harmful Algae*. 2022. Vol. 120, iss. 2. 102337. <https://doi.org/10.1016/j.hal.2022.102337>
20. Distribution of Harmful Algae (*Karenia* spp.) in October 2021 Off Southeast Hokkaido, Japan / H. Kuroda [et al.] // *Frontiers in Marine Science*. 2022. Vol. 9. 841364. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.841364>
21. Цхай Ж. Р., Шевченко Г. В. Особенности распределения концентрации хлорофилла *a* у восточного побережья Камчатки осенью 2020 года по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19, № 1. С. 226–238. EDN MWSZTP. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2022-19-1-226-238>
22. Categorizing and Naming Marine Heatwaves / A. J. Hobday [et al.] // *Oceanography*. 2018. Vol. 31, iss. 2. P. 162–173. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2018.205>
23. Onset and Decline Rates of Marine Heatwaves: Global Trends, Seasonal Forecasts and Marine Management / C. M. Spillman [et al.] // *Frontiers in Climate*. 2021. Vol. 3. 801217. <https://doi.org/10.3389/fclim.2021.801217>
24. Effect of marine heatwaves on bloom formation of the harmful dinoflagellate *Cochlodinium polykrikoides*: Two sides of the same coin? / Y. K. Lim [et al.] // *Harmful Algae*. 2021. Vol. 104. 102029. <https://doi.org/10.1016/j.hal.2021.102029>
25. Marine Heatwaves in China's Marginal Seas and Adjacent Offshore Waters: Past, Present, and Future / Y. Yao [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2020. Vol. 125, iss. 3. e2019JC015801. <https://doi.org/10.1029/2019JC015801>
26. Ростов И. Д., Дмитриева Е. В., Рудых Н. И. Межгодовая изменчивость термических характеристик верхнего 1000-метрового слоя внетропической зоны северо-западной части Тихого океана на рубеже XX–XXI веков // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 2. С. 157–176. EDN ALOUMA. <https://doi.org/10.29039/0233-7584-2023-2-157-176>
27. Ростов И. Д., Дмитриева Е. В., Воронцов А. А. Тенденции климатических изменений термических условий в прибрежных акваториях западной части Берингова моря и прилегающих районах за последние десятилетия // Известия ТИНРО. 2018. Т. 193. С. 167–182. <https://doi.org/10.26428/1606-9919-2018-193-167-182>
28. Zhao Z., Marin M. A. MATLAB toolbox to detect and analyze marine heatwaves // *The Journal of Open Source Software*. 2019. Vol. 4, iss. 33. 1124. <https://doi.org/10.21105/joss.01124>
29. Ростов И. Д., Дмитриева Е. В., Рудых Н. И. Тенденции изменений температуры воды в тропической зоне Тихого океана в 1982–2021 гг. // Океанология. 2023. Том 63, № 6. С. 871–885. EDN UZQZMH. <https://doi.org/10.31857/S0030157423060126>
30. Bakun A. Global Climate Change and Intensification of Coastal Ocean Upwelling // *Science*. 1990. Vol. 247, iss. 4939. P. 198–201. <https://doi.org/10.1126/science.247.4939.198>

31. *Gonzalez-Nuevo G., Gago J., Cabanas J. M.* Upwelling index: a powerful tool for marine research in the NW Iberian upwelling system // *Journal of Operational Oceanography*. 2014. Vol. 7, iss. 1. P. 47–57. <https://doi.org/10.1080/1755876x.2014.11020152>
32. *Large W. G., Pond S.* Open Ocean Momentum Flux Measurements in Moderate to Strong Winds // *Journal of Physical Oceanography*. 1981. Vol. 11, iss. 3. P. 324–336. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1981\)011<0324:OOMFMI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1981)011<0324:OOMFMI>2.0.CO;2)
33. A quantitative analysis of marine heatwaves in response to rising sea surface temperature / Y. Cheng [et al.] // *Science of The Total Environment*. 2023. Vol. 881. 163396. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.163396>
34. *Carvalho K. S., Smith T. E., Wang S.* Bering Sea marine heatwaves: Patterns, trends and connections with the Arctic // *Journal of Hydrology*. 2021. Vol. 600. 126462. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126462>

Об авторах:

Ростов Игорь Дмитриевич, ведущий научный сотрудник, лаборатория 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**, **Scopus Author ID: 6603588318**, **SPIN-код: 2329-0391**, 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**, **Scopus Author ID: 36788322900**, **SPIN-код: 6818-1898**, e_dmitrieva@poi.dvo.ru

Жабин Игорь Анатольевич, ведущий научный сотрудник, лаборатория гидрологических процессов и климата, ФГБУН ТОИ им. В. И. Ильичева ДВО РАН (690041, Россия, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0002-0294-7156**, **Scopus Author ID: 6701652344**, **SPIN-код: 5881-2713**, zhabin@poi.dvo.ru

Особенности формирования аномальных состояний термического режима вод в Курило-Камчатском районе

В. В. Мороз ^{1, ✉}, Т. А. Шатилина ², Н. И. Рудых ¹

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева Дальневосточного
отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства
и океанографии, тихоокеанский филиал ФГБНУ ВНИРО (ТИНРО), Владивосток, Россия
✉ moroz@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 05.02.2025; одобрена после рецензирования 20.02.2025;
принята к публикации 15.05.2025.

Аннотация

Цель. Цель работы – определить причинно-следственные связи и механизмы формирования аномалий термического режима вод в западной и восточной акваториях у побережья Камчатки, а также в северных проливах Курильской гряды с учетом воздействия региональных атмосферных процессов в теплый период года за последние четыре десятилетия.

Методы и результаты. По данным многолетних наблюдений на прибрежных гидрометеорологических станциях Росгидромета и данным реанализа *NCEP/NCAR* на прилегающих акваториях изучена межгодовая изменчивость термических условий района в июне – сентябре 1980–2022 гг. С применением методов кластерного и корреляционного анализов оценена изменчивость состояний температурных режимов акваторий и атмосферной циркуляции. Выявлено увеличение экстремальных положительных среднемесячных значений поверхностной температуры воды в течение последних двух десятилетий. Показаны причинно-следственные связи между аномальными изменениями структуры атмосферных полей, их воздействием на акватории и формированием аномальных термических условий.

Выводы. Формирование аномальных термических условий в прибрежных районах Камчатки и в прилегающей северной зоне Курильской гряды связано с изменчивостью интенсивности развития таких центров действия атмосферы, как Охотский и Гавайский антициклоны, изменениями их положения (в том числе распространением на северо-запад северотихоокеанской ветви Гавайского максимума) и локального воздействия.

Ключевые слова: полуостров Камчатка, северные Курильские проливы, гидрологические условия, аномалии температуры, атмосферная циркуляция

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания ТОИ ДВО РАН № 124022100079-4, в рамках Комплексной межведомственной программы «Экологическая безопасность Камчатки: изучение и мониторинг опасных природных явлений и антропогенных воздействий» (НИОКТР 122012700198-9). Авторы выражают благодарность разработчикам за возможность использования данных, размещенных на сайтах глобальной метеорологической сети, *JMA* и *NOAA*, а также рецензенту за высказанные полезные замечания.

Для цитирования: Мороз В. В., Шатилина Т. А., Рудых Н. И. Особенности формирования аномальных состояний термического режима вод в Курило-Камчатском районе // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 4. С. 436–452. EDN OYVMBC.

Features of Forming the Water Abnormal Thermal Regimes in the Kuril-Kamchatka Region

V. V. Moroz ¹, ✉, T. A. Shatilina ², N. I. Rudykh ¹

¹ V. I. Il'yichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

² Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Pacific Branch of VNIRO (TINRO), Vladivostok, Russia
✉ moroz@poi.dvo.ru.

Abstract

Purpose. The study is aimed at identifying the cause-effect relations and mechanisms forming the water abnormal thermal regimes in the western and eastern water areas off the Kamchatka Peninsula coast, as well as in the northern straits of the Kuril ridge with due regard for the impact of regional atmospheric processes during the warm period of a year over the past four decades.

Methods and Results. The data resulted from long-term observations performed at the coastal hydrometeorological stations (Hydrometeorological Centre of Russia) and NCEP/NCAR reanalysis data on the adjacent water areas permitted to study the interannual variability of thermal conditions in the adjacent to Kamchatka region in June – September periods in 1980–2022. Application of the cluster and correlation analysis methods made it possible to assess the variability of states of temperature regimes of water areas and atmospheric circulation. An increase in extreme positive monthly average values of surface water temperature has been revealed for the past two decades. The cause-and-effect relationships between the anomalous changes in atmospheric field structure, their impact upon water areas and the formation of abnormal thermal conditions are shown.

Conclusions. Formation of the abnormal water thermal conditions in the Kamchatka Peninsula coastal regions and in the adjacent northern area of the Kuril ridge is related to the intensity variability in development of such centers of atmospheric impact as the Okhotsk and Hawaiian Highs, the changes in their positions (including the spread of the North Pacific branch of the Hawaiian maximum to the northwest), and the local impact.

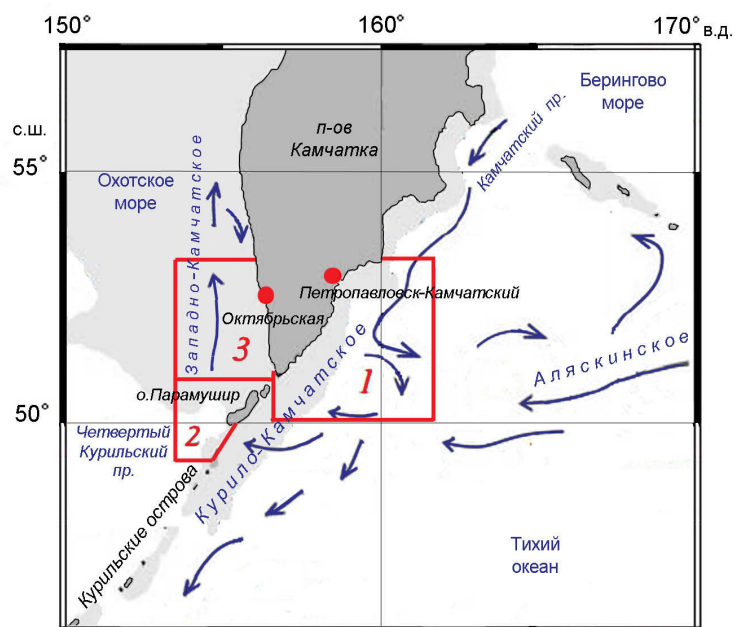
Keywords: Kamchatka Peninsula, northern Kuril Straits, hydrological conditions, temperature anomalies, atmospheric circulation

Acknowledgments: The study was carried out within the framework of state assignment of POI FEB, RAS on theme No. 124022100079-4, within the framework of Comprehensive Interdepartmental Program “Ecological Safety of Kamchatka: Study and Monitoring of Hazardous Natural Phenomena and Human Impacts” (NIOKTR 122012700198-9). The authors are thankful to the software developers for the opportunity of using the data posted on the websites of Global Meteorological Network, JMA and NOAA, as well as to the reviewer for his useful remarks.

For citation: Moroz, V.V., Shatilina, T.A. and Rudykh, N.I., 2025. Features of Forming the Water Abnormal Thermal Regimes in the Kuril-Kamchatka Region. *Physical Oceanography*, 32(4), pp. 464-478.

Введение

Исследуемый район, включающий прилегающие к юго-восточному и юго-западному побережьям п-ова Камчатка акватории, а также северную зону Курильской островной гряды (рис. 1), является одной из важных экономически значимых зон на востоке России.



Р и с. 1. Район исследований: 1 – восточное побережье Камчатки; 2 – Северо-Курильский район; 3 – западное побережье Камчатки (кружки – гидрометеорологические станции)

F i g. 1. Region under study: 1 – Kamchatka eastern coast, 2 – northern Kuril, 3 – Kamchatka western coast (points denote hydrometeorological stations)

При продолжающемся в последние десятилетия глобальном потеплении и увеличении повторяемости аномальных гидрометеорологических явлений [1–4] неизбежно возникают вопросы о влиянии изменений температурных условий среды на состояние биологических ресурсов и сырьевой базы рыболовства в российских дальневосточных водах. Поиск гидробионтами температурного оптимума и кормовой базы ведет к росту миграционной активности промысловых объектов и, соответственно, смещению районов их лова, что вызывает сложности прогнозирования промысла [5]. В связи с этим особое значение приобретает изучение факторов и причин, определяющих изменчивость термических условий среды и, особенно, формирование аномальных термических условий, влияющих (как позитивно, так и негативно) на продуктивность и функционирование экосистем.

Как установлено в настоящее время, особенности гидрологических условий исследуемого района обусловлены комплексом факторов, в том числе наличием вод различного происхождения (тихоокеанских Курило-Камчатского течения, трансформированных в северных проливах Курильской гряды, охотоморских), изменчивостью водообмена через проливы гряды, взаимодействием вод и их перераспределением приостровными и прибрежными течениями [6, 7]. К числу значимых факторов, определяющих изменчивость термических условий района в целом и отдельных его акваторий, относятся также изменчивость синоптико-климатических условий и муссонный характер атмосферных процессов с сезонным ходом направления ветров.

Согласно исследованиям последних лет, в ряде районов дальневосточных морей выявлена взаимосвязь между изменчивостью термических режимов и изменениями выраженности (изменениями давления) и положения региональных центров действия атмосферы (ЦДА), а также изменениями их локального воздействия на акватории [8, 9]. Показаны различия формирования барических полей в аномальные по термическому режиму годы, предложены методы распознавания и выделения предшествующих барических структур, которые определяют экстремальные термические режимы вод, влияющие на условия промысла [10]. Вместе с тем исследование тенденций климатических изменений термических условий в прибрежных акваториях показало неоднозначность ответа подстилающей поверхности на воздействия атмосферной циркуляции [11]. Как отмечалось ранее, решение проблемы промыслового прогнозирования для конкретных акваторий остается актуальным и связано с региональными особенностями формирования аномальных термических условий [5, 8, 9].

Цель настоящего исследования – определить причинно-следственные связи в механизмах формирования аномальных термических условий в конкретных зонах Курило-Камчатского района под воздействием атмосферных процессов.

В рамках работы решались следующие задачи:

- исследование межгодовой изменчивости термического режима вод на гидрометеорологических станциях (ГМС) и прилегающих акваториях, оценка тенденций изменчивости, выделение лет с аномальными термическими условиями в июне – сентябре в каждом районе;

- исследование межгодовой изменчивости выраженности (изменчивости давления) и положения сезонных ЦДА;

- оценка роли сезонных ЦДА в механизмах формирования аномальных термических режимов акватории с учетом особенностей гидрологических условий в каждом районе.

Данные и методы

Многолетняя изменчивость термических условий в прибрежных акваториях Камчатки исследовалась с использованием данных наблюдений за температурой воды, полученных из «Единой системы информации об обстановке в Мировом океане» (ЕСИМО) (URL: <http://portal.esimo.ru/portal/>), от Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных (ВНИИГМИ-МЦД) (URL: <http://meteo.ru>) на ГМС Росгидромета за 1980–2022 гг.

Для анализа термических условий прилегающих акваторий были привлечены данные о температуре воды на поверхности моря за 1980–2022 гг. в узлах регулярной сетки $0,25 \times 0,25^\circ$, приведенные на сайте <https://coastwatch.pfeg.noaa.gov/erddap/griddap/> интернет-ресурса *ERDDAP NOAA*. Для обработки и представления данных применялась программа *ODV*¹.

При оценке изменчивости термических условий использовались аномалии (отклонения среднемесячных значений температуры воды от среденно-

¹ Schlitzer R. Ocean Data View. URL: <https://odv.awi.de> (date of access: 17.06.2025).
МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 4 2025

голетних). Годы с экстремальными термическими режимами выделялись с применением кластерного анализа.

Анализировалась атмосферная циркуляция над вторым естественным синоптическим районом (2-й е. с. р.) с использованием архивов реанализа (*NCEP/NCAR Reanalysis Monthly Means and Other Derived Variables*²) приземного атмосферного давления P_0 и геопотенциала H_{500} в узлах регулярной сетки $2,5 \times 2,5^\circ$ за 1980–2022 гг. При анализе интенсивности развития Охотского антициклона (ОА) использовались данные, размещенные на сайте Тихоокеанского филиала Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии (ТИНРО) (URL: <https://tinro.vniro.ru>). Для оценки изменчивости интенсивности развития ЦДА использовались аномалии (отклонения среднемесячных значений давления от средних многолетних). При анализе барических полей привлекались карты приземного давления P_0 и геопотенциала H_{500} за 2000–2022 гг., составляемые Японским метеорологическим агентством (англ. *Japan Meteorological Agency*, сокращ. *JMA*). Для оценки связей изменчивости термических условий и развития ЦДА применен корреляционный анализ.

Среднемесячные аномалии всех используемых в работе параметров были рассчитаны относительно климатической нормы периода 1991–2020 гг.

Результаты и обсуждение

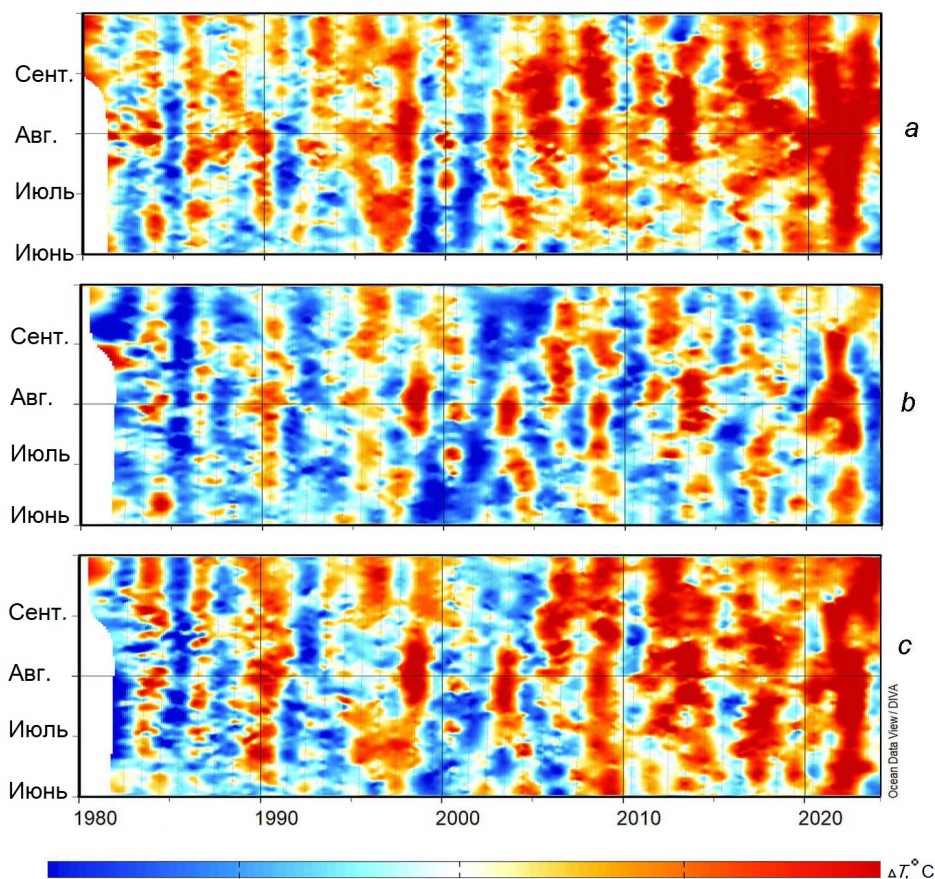
Формирование и изменчивость термического режима вод

Район 1 – Восточное тихоокеанское побережье Камчатки (рис. 1). Формирование температурных характеристик вод в этом районе определяется влиянием вод различного происхождения. С севера, со стороны Берингова моря, через Камчатский пролив с Камчатским течением на юг поступают холодные беринговоморские воды, с востока оказывает влияние ветвь более теплого Аляскинского течения. Для Камчатского и Аляскинского течений в теплый период года характерно формирование вихрей преимущественно антициклональной ориентации. Вихри имеют свои термохалинные характеристики и вносят соответствующий вклад в формирование термического режима акватории [7, 12]. Термические условия района весьма изменчивы, о чем свидетельствует их межгодовой ход (рис. 2, а).

Район 2 – Северо-Курильский. Проливы между северными Курильскими о-вами узкие и мелководные. Вместе с тем происходит активный водообмен море – океан через относительно широкий и глубокий (глубиной более 500 м) Четвертый Курильский пролив. В проливе имеет место двусторонняя схема течений [7]. Со стороны Тихого океана пролив подвержен влиянию вод распространяющегося с севера Курило-Камчатского течения. Поступление вод из Тихого океана в северную зону пролива подтверждается океанографическими наблюдениями за буями *Argo*. Некоторые буи из Тихого океана входят через пролив в Охотское море [12, 13]. В южную часть пролива поступают холодные охотоморские воды. Динамика вод в проливе и прилегающей акватории определяет формирование термических условий. Как и в предыдущем

² URL: https://apdrc.soest.hawaii.edu/datadoc/ncep_mon.php (date of access: 17.06.2025).

районе, термические условия здесь имеют значительную межгодовую изменчивость (рис. 2, *b*).



Р и с. 2. Межгодовая изменчивость аномалий температуры воды в июне – сентябре в районе 1, восточное побережье Камчатки (*a*), районе 2, Северо-Курильском (*b*), и районе 3, западное побережье Камчатки (*c*)

F i g. 2. Interannual variability of water temperature anomalies in June – September in the areas: 1 – Kamchatka eastern coast (*a*), 2 – northern Kuril (*b*), and 3 – Kamchatka western coast (*c*)

Район 3 – Западное охотоморское побережье Камчатки. Согласно циркуляции вод в данном районе, поступающие через северные проливы тихоокеанские воды распространяются на север с Западно-Камчатским течением вдоль юго-западного побережья п-ова Камчатка [14]. Таким образом, термические условия акватории юго-западного побережья (в том числе ГМС Октябрьская) также формируются под влиянием вод различного происхождения: частично Курило-Камчатского течения, собственно охотоморских и трансформированных в проливе приливным перемешиванием (рис. 2, *c*).

Изменчивость развития составляющих системы течений в значительной степени обуславливает перераспределение поступающего тепла и холода, определяя многолетнюю изменчивость температурного фона каждого района.

Ход многолетних изменений термического режима вод (рис. 2) свидетельствует о тенденции к потеплению в исследуемом районе в целом в течение последних четырех десятилетий, что подтверждают исследования предыдущих лет [1]. Согласно проведенным оценкам изменчивости температурных условий, в каждом районе для периода 1980–2022 гг. обнаружены положительные тренды. При этом на восточной и западной акваториях (район 1 и 3) в июле и августе тренды значимые (табл. 1).

Т а б л и ц а 1

Table 1

Коэффициенты линейного тренда для временных рядов температуры воды в июне – сентябре 1980–2000, 2001–2022 и 1980–2022 гг.

Linear trend coefficients for water temperature time series for June – September in 1980–2000, 2001–2022 and 1980–2022

Период / Period	Район 1 / Area 1	ГМС Петропавловск / Station Petropavlovsk	Район 2 / Area 2	Район 3 / Area 3	ГМС Октябрьская / Station Oktyabrskaya
<i>Июнь / June</i>					
1980–2022	0,02	0,02	0,01	0,03	0
1980–2000	0,01	–0,03	–0,02	0,02	0,03
2001–2022	0,06	–0,06	0,06	0,09	–0,01
<i>Июль / July</i>					
1980–2022	0,04	0,05	0,03	0,04	0,02
1980–2000	–0,01	–0,03	0,02	–0,03	0,08
2001–2022	0,11	0,05	0,08	0,09	0,03
<i>Август / August</i>					
1980–2022	0,05	0,06	0,02	0,05	0,02
1980–2000	0,05	–0,04	0,04	0,09	0,08
2001–2022	0,07	0,03	0,04	0,07	0,02
<i>Сентябрь / September</i>					
1980–2022	0,03	0,04	0,03	0,03	0
1980–2000	0,05	0,08	0,01	0,05	0,03
2001–2022	0,05	0,04	0,04	0,05	–0,01

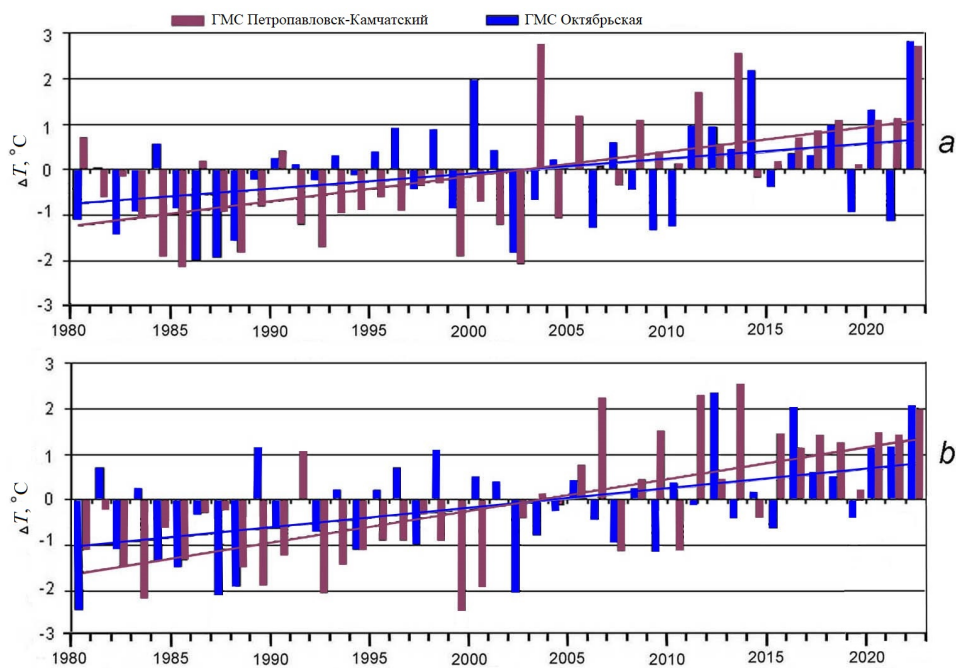
П р и м е ч а н и е. Полу жирным шрифтом выделены статистически значимые (95 %) оценки.

Note. Statistically significant (95 %) estimates are highlighted in bold.

Вместе с тем указанные оценки свидетельствуют о различиях изменчивости температурных условий в течение двух двадцатилетних фаз исследуемого

периода. Для фазы 1980–2000 гг. на акваториях всех трех районов в июне – июле тренды незначимы и преимущественно отрицательные, что отражает высокую частоту формирования холодных термических режимов в этот период и свидетельствует о достаточно хорошем развитии первой стадии летнего дальневосточного муссона и влиянии ОА [8, 9]. В то же время для периода второго десятилетия (2001–2022 гг.) значимые положительные тренды свидетельствуют об ослаблении первой холодной стадии муссона и преимущественно раннем формировании теплых термических режимов, что характерно для второй стадии муссона в июле – августе, иногда сентябре, при влиянии Гавайского антициклона (ГА). Однако следует отметить отсутствие значимых положительных трендов в августе – сентябре в Северо-Курильской зоне (район 2). Видимо, вертикальное приливное перемешивание в проливах гряды [7] «маскирует» поступление более теплых вод с ветвью Курило-Камчатского течения.

Динамика аномалий на ГМС достаточно хорошо отражает многолетнюю изменчивость термических условий восточной и западной прикамчатских акваторий. На тихоокеанской акватории восточного побережья Камчатки в Авачинском заливе (ГМС Петропавловск-Камчатский) и охотоморской акватории западного побережья (ГМС Октябрьская) изменчивость термических условий также различна на протяжении двух двадцатилетних фаз исследуемого периода. В 1980–2000 гг. преобладают отрицательные экстремумы термического режима, в следующие два десятилетия – положительные (рис. 3).



Р и с. 3. Межгодовая изменчивость аномалий температуры воды в июле (a) и августе (b) и соответствующие линейные тренды

F i g. 3. Interannual variability of water temperature anomalies in July (a) and August (b), and corresponding linear trends

Анализ многолетней изменчивости термических условий районов восточного (ГМС Петропавловск-Камчатский) и западного (ГМС Октябрьская) побережий Камчатки показывает значительные флуктуации аномалий температуры воды. В соответствии с оценкой межгодовой изменчивости термических режимов на ГМС западного и восточного побережий Камчатки в июне – сентябре за весь исследуемый период (1980–2022 гг.), проведенной с применением кластерного анализа методом К-средних, выделены годы с экстремальными термическими режимами. Определены однородные по термическому режиму группы лет: близкие к норме – с аномалиями по абсолютной величине менее 1,0 °С, с холодным и теплым режимами – с аномалиями 1,0–1,5 °С и с экстремально холодными и теплыми термическими режимами – с аномалиями по абсолютной величине более 1,5 °С (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

Table 2

Годы с экстремальными термическими режимами на ГМС за 1980–2022 гг.
Years known for abnormal thermal regimes at hydrometeorological stations during 1980–2022

ГМС / Station	Термический режим / Thermal regime	
	холодный / cold	теплый / warm
<i>Июнь / June</i>		
Петропавловск / Petropavlovsk	1985, 1994, 1999, 2000, 2001, 2018	2003, 2009, 2013, 2014
Октябрьская / Oktyabrskaya	1980, 1985, 2017	–
<i>Июль / July</i>		
Петропавловск / Petropavlovsk	1984, 1985, 1988, 1992, 1999, 2002	2003, 2011, 2013, 2022
Октябрьская / Oktyabrskaya	1986, 1987, 1988, 2002	2000, 2014, 2022
<i>Август / August</i>		
Петропавловск / Petropavlovsk	1983, 1988, 1989, 1992, 1999, 2000	2006, 2009, 2011, 2013, 2022
Октябрьская / Oktyabrskaya	1980, 1985, 1987, 1988, 2002	2012, 2016, 2022
<i>Сентябрь / September</i>		
Петропавловск / Petropavlovsk	1999, 2001, 2012	2008, 2014, 2015, 2020, 2021
Октябрьская / Oktyabrskaya	1983, 2002	2006, 2020, 2022

Согласно табл. 2, на акваториях, прилегающих как к западному, так и к восточному побережью Камчатки, для периода 1980–1999 гг. характерно формирование аномально холодных термических режимов. В 2000–2022 гг. отмечен переход к появлению лет с аномально теплым термическим режимом, наиболее явно проявляющийся в июле – сентябре последнего пятилетия.

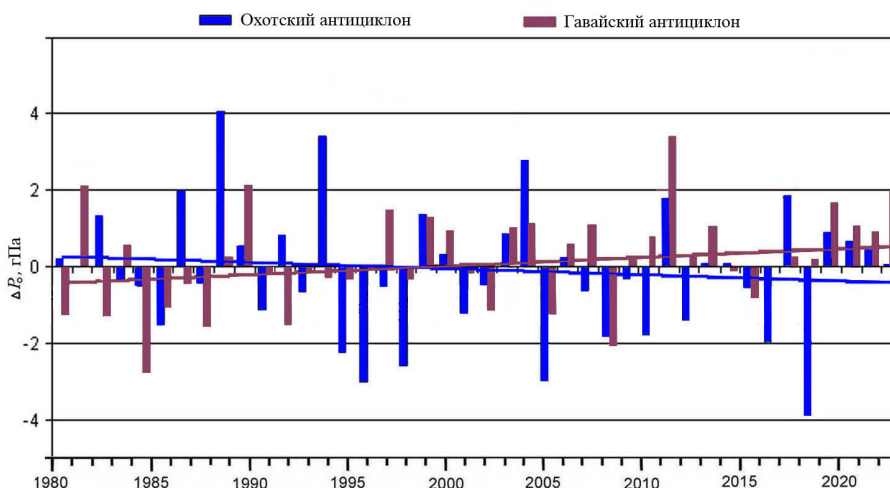
Максимальные значения аномалий (до 3 °С) отмечались на ГМС и прилегающих акваториях в июле 2022 г. (рис. 2, 3).

Термическое состояние и гидродинамика морской поверхности в значительной степени определяются приземными ветровыми условиями, направлением и интенсивностью переноса воздушных масс, что, в свою очередь, связано с изменчивостью атмосферной циркуляции, ее локальным воздействием [2, 8, 9].

Для выявления механизмов формирования в отдельные годы на исследуемых акваториях аномальных термических условий проанализирована изменчивость атмосферных процессов региона и их воздействия на подстилающую акваторию.

Роль атмосферной циркуляции в формировании аномальных термических условий акватории

Циркуляцию атмосферы и перенос воздушных масс в районе Камчатки в период летнего дальневосточного муссона с характерными ветрами южных румбов в основном определяют такие ЦДА, как формирующийся над Охотским морем ОА, в высотных полях – тропосферная депрессия (ТД), со стороны Тихого океана – северо-тихоокеанская область высокого давления (ГА). В июне – июле, когда развивается первая стадия летнего дальневосточного муссона, в тыловой части ТД на Охотское море выходят холодные воздушные массы, преимущественно арктического происхождения, наблюдаемые на синоптических картах в виде небольших антициклонов, которые и поддерживают область высокого давления (ОА) над Охотским морем. Установлено, что при развитии ОА холодные воздушные массы формируют пониженный температурный фон подстилающей морской поверхности, при усилении влияния ГА (что характерно для второй стадии муссона) происходит отепляющее воздействие и формирование положительного температурного фона [8, 9].



Р и с. 4. Межгодовая изменчивость аномалий приземного давления (ΔP_0) в июле и соответствующие линейные тренды

F i g. 4. Interannual variability of near-land pressure anomalies (ΔP_0) in July and corresponding linear trends

Следует отметить, что, согласно результатам анализа многолетней изменчивости приземного давления за исследуемый сорокалетний период при устойчивой тенденции к повышению интенсивности развития ГА (рис. 4), для ОА характерны значительные флуктуации. В первую двадцатилетнюю фазу (1980–2000 гг.) преобладают годы с положительными аномалиями давления (интенсивное развитие ОА), а для второй фазы характерно формирование преимущественно отрицательных аномалий. Результирующий отрицательный тренд свидетельствует об ослаблении этого ЦДА.

Т а б л и ц а 3

T a b l e 3

Коэффициенты корреляции между аномалиями температуры воды и аномалиями геопотенциала H_{500} над Охотским морем в июне – сентябре 1980–2022, 1980–2000, 2001–2022 гг.
Correlation coefficients between the anomalies of water temperature and H_{500} geopotential over the Okhotsk Sea for June – September in 1980–2022, 1980–2000 and 2001–2022

ГМС, район / Station, Area	Июнь / June	Июль / July	Август / August	Сентябрь / September
<i>1980–2022</i>				
Район 1 / Area 1	0,23	0,45	0,28	0,26
Петропавловск / Petrpavlovsk	0,54	0,47	0,27	0,13
Район 2 / Area 2	0,25	0,49	0,32	0,23
Район 3 / Area 3	0,16	0,44	0,39	0,28
Октябрьская / Oktyabrskaya	0,32	0,13	0,14	–0,14
<i>1980–2000</i>				
Район 1 / Area 1	0,36	0,29	0,21	0,11
Петропавловск / Petrpavlovsk	0,59	0,13	0,06	0,10
Район 2 / Area 2	0,30	0,50	0,06	0,21
Район 3 / Area 3	0,47	0,43	0,15	0,26
Октябрьская / Oktyabrskaya	0,37	0,12	–0,17	–0,09
<i>2001–2022</i>				
Район 1 / Area 1	0,08	0,48	0,22	0,37
Петропавловск / Petrpavlovsk	0,60	0,53	0,30	0,14
Район 2 / Area 2	0,20	0,48	0,43	0,24
Район 3 / Area 3	–0,06	0,32	0,46	0,28
Октябрьская / Oktyabrskaya	0,27	0,15	0,34	–0,19

П р и м е ч а н и е. Полу жирным шрифтом выделены статистически значимые (95 %) оценки.

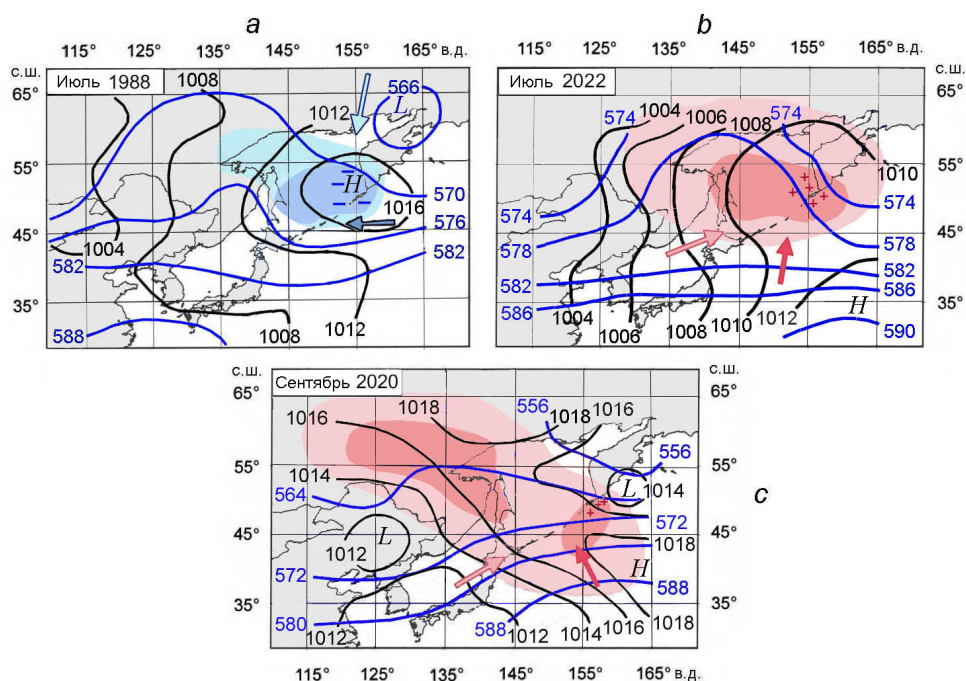
Note. Statistically significant (95 %) estimates are highlighted in bold.

Корреляционный анализ между аномалиями температуры воды и аномалиями давления над Охотским морем показал, что существует значимая корреляционная связь (период июнь – июль) аномалий температуры воды с аномалиями геопотенциала H_{500} , характеризующими развитие ТД (табл. 3). Максимальные значения коэффициентов корреляции ($\sim 0,6$) наблюдаются в июне на ГМС Петропавловск-Камчатский. Высокие значения коэффициентов корреляции ($\sim 0,4\text{--}0,5$) следует отметить и в июле почти на всех исследуемых акваториях.

При этом корреляционный анализ аномалий температуры воды с аномалиями давления в ГА показал низкую корреляцию, отсутствие значимых связей. Однако, как было выявлено ранее, связь формирования термических режимов с изменчивостью давления в региональных ЦДА неоднозначна: наряду с интенсивностью развития важную роль играют изменчивость положения таких атмосферных барических образований и соответствующее локальное воздействие [8, 9]. Это может быть одной из причин низкой корреляции формирования температурных экстремумов на акваториях с интенсивностью развития такого масштабного барического образования, как ГА.

Согласно результатам анализа барических ситуаций в годы аномальных холодных или теплых температурных условий на исследуемых акваториях, подтверждается вывод из предыдущих исследований в ряде районов дальневосточных морей о различиях в эти годы структуры барических полей и положения ЦДА [9], из чего следуют разное воздействие и различия механизмов формирования термического режима вод.

Как отмечалось выше, в первую двадцатилетнюю фазу (1980–2000 гг.) исследуемого периода на прикамчатских акваториях в отдельные годы формируются преимущественно аномальные холодные температурные условия (см. табл. 2). Характерным примером является структура барических полей в июле 1988 г. (рис. 5, *а*). В поле приземного давления наблюдается развитый ОА, локализованный над северо-восточной акваторией Охотского моря. В средней тропосфере на карте абсолютной топографии 500 мб (AT_{500}) отмечается холодная ложбина, расположенная над Камчатским п-овом и направленная на Курильские о-ва. В дельте ложбины наблюдается очаг экстремального понижения геопотенциала H_{500} , где при нисходящих потоках скапливается холодный воздух у земли, происходит формирование экстремально холодных термических условий. Такая структура атмосферных полей способствует выносу холодных воздушных масс с севера, северо-запада над всем исследуемым районом. Температурный фон подстилающей поверхности понижается. Отрицательные температурные аномалии в июле 1988 г. на восточной и западной прикамчатских акваториях составили $\sim -2\text{ }^{\circ}\text{C}$ (см. рис. 3). В условиях динамического ветрового воздействия с севера, северо-запада происходит интенсификация Курило-Камчатского течения, усиление притока холодных берингоморских и тихоокеанских вод в северокурильский район [15–17], что в комплексе способствует формированию аномально холодного термического режима на исследуемой акватории.



Р и с. 5. Структуры полей приземного давления P_0 , гПа (черные изобары), и геопотенциала H_{500} , гПа (синие изогипсы) в годы формирования отрицательных (a) и положительных (b, c) аномалий термических режимов. Символом «H» обозначено высокое давление, «L» – низкое давление; «-» и «+» – отрицательные и положительные аномалии температуры воды соответственно; очаги отрицательных и положительных аномалий геопотенциала H_{500} показаны соответственно голубым и розовым цветом; очаги аномально низкой и высокой температуры воздуха – синим и красным цветом; перемещение холодных и теплых воздушных масс – стрелками (соответственно голубыми и розовыми – в средней тропосфере, синими и красными – в приземном слое)

F i g. 5. Structures of the fields of near-surface pressure P_0 , hPa (black isobars) and geopotential H_{500} , hPa (blue isohypses) in the yeas of forming the negative (a) and positive (b, c) anomalies in thermal regimes. H is high pressure, L is low pressure; “-” and “+” are negative and positive water temperature anomalies, respectively; centers of negative and positive anomalies of the H_{500} geopotential are shown in blue and pink, respectively; centers of abnormally low and high air temperature – in blue and red; arrows indicate the movement of cold and warm air masses (blue and pink – in the mid troposphere, blue and red – in the near-land layer, respectively)

Механизм формирования аномально теплых термических режимов на всей акватории (что характерно для 2001–2022 гг. – второй фазы исследуемого периода) обусловлен отсутствием холодных депрессий над Охотским морем и Камчаткой. В качестве примера можно выделить экстремально теплый по термическому режиму 2022 г. (см. рис. 2, 3). Следует отметить различия структуры барических полей в 1988 и 2022 гг. В 2022 г. проявляется зональность изогипс в поле H_{500} , что отражает западный перенос воздушных масс (рис. 5, b). Гребень ГА, в вершине которого наблюдается зона повышения геопотенциала H_{500} , распространен на весь исследуемый район. При вытянутой на северо-запад северотихоокеанской ветви ГА в приземном поле над районом формируется очаг экстремальных положительных аномалий темпе-

ратуры воздуха, на акваториях регистрируются экстремальные положительные значения температуры воды. Такая структура атмосферных полей со значительным распространением на северо-запад (на охотоморскую акваторию) северо-тихоокеанской ветви Гавайского максимума, переносом по его западной периферии теплых воздушных масс и формированием аномально теплых термических режимов на прикамчатских акваториях характерна для последнего пятилетия. Восточные, юго-восточные ветры, ослабляя Курило-Камчатское течение, способствуют развитию притока на запад более теплых вод с вихрями продолжения Аляскинского течения, что также влияет на термический режим вод в этом районе [12, 13].

Как отмечалось выше, формирование аномальных термических режимов вод, влияющих (как позитивно, так и негативно) на продуктивность экосистем, весьма важно для функционирования последних. С аномально теплыми термическими режимами может быть связано формирование аномальных гидрологических условий, негативно отражающихся на экосистемах и гидробионтах, как это наблюдалось в сентябре и октябре 2020 г. [18]. Структуры атмосферных полей в сентябре 2020 г. показаны на рис. 5, с. На фоне сформировавшегося аномально теплого термического режима вод (увеличение положительных аномалий температуры до 1,5 °C) у юго-восточного побережья Камчатки прошли циклоны, что вызвало изменение структуры поля приземного давления. Такие изменения повлекли локальную смену направления ветров у побережья с юго-восточного на северо-восточное, северное. Прохождение циклонов, видимо, способствовало формированию апвеллинга и, как отмечалось в литературе [19], поступлению биогенных элементов из более глубоких слоев, что вызвало «цветение» при благоприятных аномально теплых температурных условиях в поверхностном фотическом слое токсичных микроводорослей. Распространение их вдоль побережья согласно циркуляции вод и далее к северным Курильским проливам вызвало негативные последствия для экосистемы значительной части акватории.

Таким образом, проведенные исследования показывают важность учета изменчивости структуры барических полей, положения ЦДА и соответствующего локального воздействия при анализе механизмов формирования аномальных термических условий.

В результате анализа изменчивости атмосферных процессов региона и их воздействия на подстилающую акваторию выявлены причинно-следственные связи. Механизмы формирования аномальных термических условий связаны с региональными особенностями атмосферной циркуляции: с аномальными изменениями развития и положения сезонных ЦДА, изменениями их локального воздействия.

Заключение

Согласно оценкам многолетней изменчивости температурных условий на исследуемых акваториях в июне – сентябре за период 1980–2022 гг., выявлены положительные тренды, значимые в июле и августе.

Установлены различия изменчивости температурных условий в течение двух двадцатилетних фаз исследуемого периода. С 1980 по 2000 г. на акваториях всего района в июне – июле тренды преимущественно отрицательные. Это отражает высокую частоту формирования холодных термических режимов в течение данной фазы и свидетельствует о достаточно хорошем развитии первой стадии летнего дальневосточного муссона, влиянии ОА. В течение данного периода на акваториях западного и восточного побережий Камчатки аномально теплые режимы не наблюдались. Для второй фазы исследуемого периода, с 2001 по 2022 г., выявлены значимые положительные тренды, свидетельствующие об ослаблении первой холодной стадии муссона и преимущественно раннем формировании теплых термических режимов. В данной фазе отмечается переход к появлению лет с аномально теплыми термическими режимами, наиболее явно проявляющийся в июле – сентябре последнего пятилетия.

Выявлена значимая корреляционная связь аномалий температуры воды с аномалиями геопотенциала H_{500} , характеризующими интенсивность развития ТД, которая, в свою очередь, поддерживает развитие ОА. Для первой двадцатилетней фазы изменчивости давления в области ОА характерно формирование положительных аномалий (интенсивное развитие), но для второй фазы характерно формирование преимущественно отрицательных аномалий, свидетельствующих об ослаблении этого ЦДА.

Корреляционный анализ межгодовой изменчивости аномалий температуры воды и аномалий давления в области ГА показал отсутствие значимых связей. Формирование температурных экстремумов на акваториях имеет локальный характер, что может быть одной из причин низкой корреляции с интенсивностью развития такого масштабного барического образования, как ГА, при достаточно хорошей корреляции с региональным центром действия ОА. Показано, что наряду с интенсивностью развития данных центров действия атмосферы важную роль в формировании термического режима играет положение этих барических образований. Установлено, что ГА имеет устойчивую тенденцию к повышению интенсивности развития. В условиях ослабления ОА при распространении на северо-запад северотихоокеанской ветви ГА возрастает термическое и динамическое воздействие этого максимума на исследуемые акватории, что способствует формированию термического режима вод с положительными аномалиями.

Показано, что механизмы формирования аномальных термических условий связаны с региональными особенностями атмосферной циркуляции: аномальными изменениями развития и положения сезонных ЦДА, изменениями их локального воздействия.

Материалы исследования могут быть применены в промысловой океанографии, использованы в региональных прогностических моделях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Климатические изменения термических условий окраинных морей западной части Тихого океана / И. Д. Ростов [и др.] // Метеорология и гидрология. 2020. № 3. С. 44–57. EDN FYBWCF.
2. Роль глобальной атмосферной осцилляции в формировании климатических аномалий дальневосточного региона России / В. И. Бышев [и др.] // Доклады Академии наук. 2014. Т. 458, № 1. С. 92–96. <https://doi.org/10.7868/S0869565214250148>
3. *Johnson G. C., Lyman J. M.*, Warming trends increasingly dominate global ocean // *Nature Climate Change*. 2020. Vol. 10. P. 757–761. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0822-0>
4. Interannual and interdecadal variations of the South Asian and western Pacific Subtropical Highs and their relationships with Asian-Pacific summer climate / X. Jiang [et al.] // *Meteorology and Atmospheric Physics*. 2011. Vol. 113, iss. 3–4. P. 171–180. <https://doi.org/10.1007/s00703-011-0146-8>
5. *Шунтов В. П., Иванов О. А.* Климатические изменения и современное состояние биоты российских вод дальневосточных морей // *Известия ТИНРО*. 2019. Т. 197. С. 83–107. <https://doi.org/10.26428/1606-9919-2019-197-83-107>
6. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. IX : Охотское море. Вып. 1 : Гидрометеорологические условия / Отв. ред. Ф. С. Терзиев. Санкт-Петербург : Гидрометеоиздат, 1998. 398 с.
7. *Богданов К. Т., Мороз В. В.* Воды Курило-Камчатского течения и течения Ойясио. Владивосток : Дальнаука, 2004. 141 с. EDN QKEOIR.
8. *Шатилина Т. А., Цициашвили Г. Ш., Радченкова Т. В.* Особенности изменчивости летних центров действия атмосферы над Дальним Востоком и климатические экстремумы в период 1980–2017 гг. // *Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. Метеорология*. 2019. № 56. С. 61–80. <https://doi.org/10.33933/2074-2762-2019-56-61-80>
9. *Мороз В. В., Шатилина Т. А.* Особенности формирования экстремальных состояний термического режима вод в районе Курильской островной гряды в летний период под воздействием атмосферных процессов // *Морской гидрофизический журнал*. 2022. Т. 38, № 5. С. 451–465.
10. *Шатилина Т. А., Цициашвили Г. Ш., Радченкова Т. В.* Использование метода интервального распознавания для выделения предшествующих барических структур, определяющих экстремальные термические режимы в южнокурильском районе Тихого океана в летний период // *Известия ТИНРО*. 2021. Т. 201, № 22. С. 470–483. <https://doi.org/10.26428/1606-9919-2021-201-470-483>
11. *Ростов И. Д., Дмитриева Е. В., Воронцов А. А.* Тенденции климатических изменений термических условий в прибрежных акваториях западной части Берингова моря и прилегающих районах за последние десятилетия // *Известия ТИНРО*. 2018. Т. 193, № 2. С. 167–182. <https://doi.org/10.26428/1606-9919-2018-193-167-182>
12. *Рогачев К. А., Шлык Н. В.* Роль алеутских вихрей в изменении характеристик халоклина Камчатского течения // *Метеорология и гидрология*. 2018. № 1. С. 60–67. EDN YMRYQC.
13. *Андреев А. Г., Жабин И. А.* Влияние продолжения Аляскинского течения на динамику вод восточной части Охотского моря // *Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук*. 2015. № 2. С. 87–92. EDN TTYLIN.
14. *Жигалов И. А.* Сезонная и межгодовая изменчивость геострофических течений в районе западной Камчатки // *Известия ТИНРО*. 2012. Т. 169. С. 94–99.
15. *Рогачев К. А., Шлык Н. В.* Многолетние изменения вихря ветра и уровень моря в Камчатском течении // *Океанология*. 2005. Т. 45, № 3. С. 339–348. EDN HRZHNL.
16. Водообмен между Беринговым морем и Тихим океаном через Камчатский пролив / И. А. Жабин [и др.] // *Метеорология и гидрология*. 2010. № 3. С. 84–92. EDN MBBUSH.

17. *Isoguchi O., Kawamura H.* Seasonal to interannual variations of the western boundary current of the subarctic North Pacific by a combination of the altimeter and tide gauge sea levels // *Journal of Geophysical Research*. 2006. Vol. 111, iss. C4. C04013. <https://doi.org/10.1029/2005JC003080>
18. Некоторые особенности океанологических условий осеннего цветения микроводорослей у юго-восточного побережья Камчатки / М. К. Пичугин [и др.] // *Подводные исследования и робототехника*. 2020. № 4. С. 70–73. <https://doi.org/10.37102/24094609.2020.34.4.010>
19. *Цхай Ж. Р., Шевченко Г. В.* Особенности распределения концентрации хлорофилла *a* у восточного побережья Камчатки осенью 2020 года по спутниковым данным // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2022. Т. 19, № 1. С. 226–238. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2022-19-1-226-238>

Об авторах:

Мороз Валентина Васильевна, 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 географических наук. **ORCID ID: 0000-0001-5937-4080**, **Scopus Author ID: 7102508049**, **ResearcherID: K-1520-2018**, **SPIN-код: 7024-0055**, moroz@poi.dvo.ru

Шатилина Татьяна Александровна, ведущий научный сотрудник, лаборатория промысловой океанологии, Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, тихоокеанский филиал ФГБНУ ВНИРО (ТИНРО) (690091, Россия, г. Владивосток, тупик Шевченко, 4), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0005-7954-9745**, **Scopus Author ID: 6505548902**, **SPIN-код: 8296-4906**, tatiana.shatilina@tinro.vniro.ru

Рудых Наталья Ивановна, 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 географических наук, **ResearcherID: N-5821-2018**, **SPIN-код: 8068-7093**, rudykh@poi.dvo.ru

Научная статья

УДК 551.464.34

EDN: NHCSRJ

Кислород в придонном слое вод Амурского залива (Японское море) в холодный период года

П. П. Тищенко , П. Я. Тищенко

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский
океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия
 eq15@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 06.12.2024; одобрена после рецензирования 13.12.2024;
принята к публикации 15.05.2025.

Аннотация

Цель. Цель работы – проанализировать данные измерений концентрации кислорода у дна Амурского залива в холодное время года и установить причины ее снижения в придонном слое залива в ранневесенний период (конец февраля – март), когда залив еще покрыт льдом.

Методы и результаты. Вариации характеристик придонной воды в холодное время года были изучены в области летней гипоксии на глубине 22 м, на расстоянии 1 м от дна с помощью автономной придонной станции *Water Quality Monitor* фирмы *Wet Labs*. Каждые 4 часа велась регистрация температуры, солености (по электропроводности), растворенного кислорода (*DO*) и хлорофилла *a* (флуоресценция). Данные мониторинга за холодный период 2013/14 г. были сопоставлены с результатами измерений, полученными этой же станцией в точке с теми же координатами в летний сезон 2011 г. Определены основные закономерности изменения содержания кислорода и периоды доминирования продукции и минерализации органического вещества в придонном слое Амурского залива в холодное время года.

Выводы. В зимний сезон апвеллинг япономорских вод поставляет биогенные вещества в придонный слой залива. Благодаря вертикальному перемешиванию, обусловленному низкой устойчивостью вод, эвфотический слой обеспечивается биогенными веществами и фотосинтез затрагивает всю толщу вод залива. Зимние воды Амурского залива пересыщены относительно атмосферного уровня в течение четырех месяцев. С возникновением летнего муссона (конец февраля – начало марта) начинает формироваться летняя гипоксия придонных вод Амурского залива.

Ключевые слова: Японское море, Амурский залив, растворенный кислород, гипоксия, апвеллинг, даунвеллинг, биогенные вещества, фотосинтез

Благодарности: работа выполнена при финансовой поддержке государственных программ ТОИ ДВО РАН (регистрация № 121-21500052-9, 121021700346-7). Авторы благодарят П. Ю. Семкина (ТОИ ДВО РАН) за установку и подъем заякоренной станции *WQM*.

Для цитирования: Тищенко П. П., Тищенко П. Я. Кислород в придонном слое вод Амурского залива (Японское море) в холодный период года // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 4. С. 453–466. EDN NHCSRJ.

Oxygen in the Bottom Layer of the Amur Bay Waters (Sea of Japan) During the Cold Season 2013–2014

P. P. Tishchenko ✉, P. Ya. Tishchenko

V. I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia
✉ eq15@poi.dvo.ru

Abstract

Purpose. The aim of the study is to analyze the measurement data on oxygen concentration at the bottom of Amur Bay in the cold season, and to reveal the reasons for its decrease in the bottom layer in early spring (late February – March) when the bay is still covered with ice.

Methods and Results. The variations in bottom water characteristics during the cold season were studied in the area of summer hypoxia at the 22 m depth (1 m from the seafloor) using the autonomous bottom station *Water Quality Monitor* from *Wet Labs*. Temperature, salinity (by conductivity), dissolved oxygen (DO), and chlorophyll *a* (fluorescence) were recorded every 4 hours. The monitoring data for the cold period 2013–2014 were compared to the data obtained previously at the same station and at the site with the same coordinates in summer 2011. The basic patterns of changes in oxygen content, and the periods of production dominance and organic matter mineralization in the bottom layer of Amur Bay in the cold season were determined.

Conclusions. During the winter season, upwelling of the Japan Sea waters delivers nutrients to the Amur Bay bottom layer. Due to the vertical mixing conditioned by low stability of waters the euphotic layer is supplied with nutrients, and photosynthesis takes place in the entire water column of the bay. During four months in winter, the Amur Bay waters become oversaturated with oxygen as compared to its content in the atmosphere. The onset of summer monsoon (late February – early March) marks the beginning of formation of summer hypoxia in the Amur Bay bottom waters.

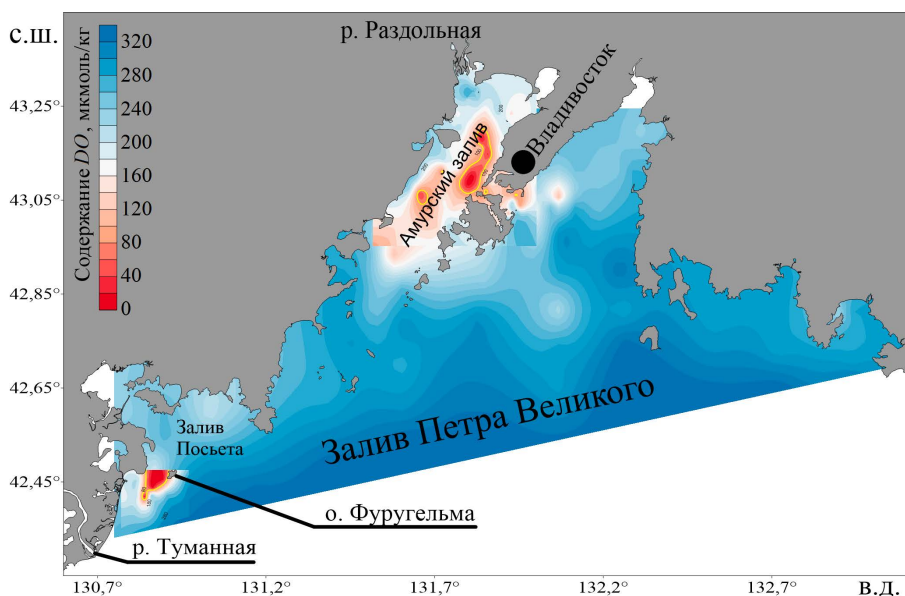
Keywords: Japan Sea, Amur Bay, dissolved oxygen, hypoxia, upwelling, downwelling, nutrients, photosynthesis

Acknowledgements: The study was carried out with financial support of the state programs of POI FEB RAS (registration numbers 121-21500052-9, 121021700346-7). The authors are grateful to P. Yu. Semkin (POI FEB RAS) for installation and lifting of the bottom *WQM* station.

For citation: Tishchenko, P.P. and Tishchenko, P.Ya., 2025. Oxygen in the Bottom Layer of the Amur Bay Waters (Sea of Japan) During the Cold Season 2013–2014. *Physical Oceanography*, 32(4), pp. 479-491.

Введение

Деоксигенация Мирового океана и его шельфа относится к глобальной проблеме, которая является предметом интенсивного исследования. Существует общее согласие в отношении причин образования гипоксии/аноксии на шельфе Мирового океана, главная из которых – эвтрофикация прибрежных вод [1]. В заливе Петра Великого (ЗПВ) расположены две впадины (рис. 1), в которых в летний сезон формируется гипоксия (содержание кислорода менее 76 мкмоль/кг). Одна впадина находится у о. Фуругельма (юго-западная часть залива), в ней гипоксия носит нерегулярный характер, а вторая, в которой регистрируется сезонная гипоксия, – в центральной части Амурского залива [2]. Основная причина образования гипоксии – поступление биогенных веществ в период паводков эвтрофированными реками Туманной и Раздольной [2].



Р и с. 1. Расположение областей гипоксии в заливе Петра Великого

F i g. 1. Hypoxia areas in the Peter the Great Bay

Амурский залив представляет собой часть ЗПВ. Географически он вытянут с северо-востока на юго-запад. Протяженность залива 70 км, ширина колеблется от 10 до 22 км [3]. Максимальные глубины Амурского залива не превышают 53 м на крайнем южном участке. Средняя глубина залива около 30 м [4]. В северной части залива находится обширная мелководная зона с глубинами, не превышающими 10 м. Центральную часть акватории занимает глубоководная впадина, достигающая глубины 20–25 м. На юго-востоке эта впадина ограничивается Муравьевским порогом, протянувшимся от п-ова Песчаного в юго-восточном направлении вплоть до о. Русского (рис. 2). В летнее время во впадине формируется гипоксия придонного слоя вод, верхняя граница которой залегает на глубинах 15–17 м [5]. Под гипоксией понимают состояние экосистемы с таким низким содержанием кислорода в воде, при котором происходят количественные и качественные изменения экосистемы. Литературные источники предлагают различные пороговые значения концентрации кислорода в качестве критерия гипоксии. Чаще всего они находятся в диапазоне от 63 до 89 мкмоль/кг [6]. В нашей работе в качестве критерия гипоксии используется среднее значение 76 мкмоль/кг.

Муссонный климат Приморья [7] обеспечивает развитие даунвеллинговой циркуляции вод Амурского залива в весенне-летний сезон и апвеллинговой – в осенне-зимний сезон. Даунвеллинг способствует формированию гипоксии, а апвеллинг – ее разрушению [8].

В теплый сезон было проведено много гидрохимических исследований Амурского залива, которые были направлены на установление особенностей формирования и разрушения гипоксии. Обзор этих работ можно найти в [6]. Гораздо в меньшей степени изучены гидрохимические процессы в зимний сезон. Результаты наших исследований указывают на высокие концентрации

кислорода зимой (400–500 мкмоль/кг) в основной части залива как в поверхностном, так и в придонном слое [5]. Более того, отмечается пересыщение кислородом придонных вод Амурского залива относительно атмосферного уровня, за исключением Тавричанского лимана и залива Углового ¹. В зимний сезон наблюдается достаточно интенсивная первичная продукция подо льдом (0,1–0,3 гС/м²) [9]. В то же время обширные гидрологические исследования, которые включали измерения содержания кислорода и хлорофилла зондом, дали основание авторам работы [10] сделать предположение о возможности формирования гипоксии придонных вод Амурском заливе в зимний сезон. В данной работе мы приводим результаты мониторинговых наблюдений, полученные в холодное время года заякоренной станцией, которая была помещена в область летней гипоксии Амурского залива.

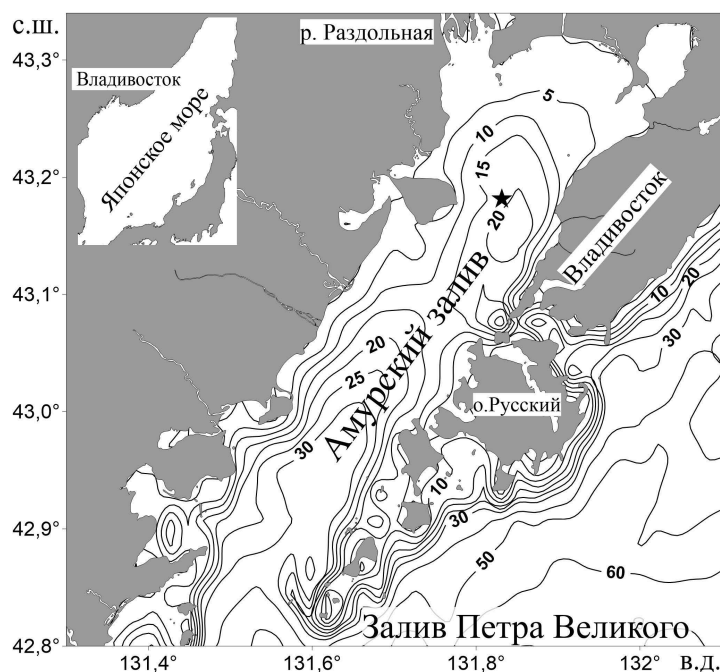


Рис. 2. Географическое расположение Амурского залива и карта глубин. Звездочкой отмечено расположение мониторинговой станции *WQM*

Fig. 2. Geographical location of Amur Bay, and depth map. Star indicates the *WQM* station location

Цель работы – изучить изменения параметров воды и установить основные причины изменения содержания кислорода у дна в холодное время года.

Методы измерений

Изменчивость характеристик придонной воды в холодное время года была изучена в районе, в котором летом регистрируется гипоксия, на глубине 22 м, на расстоянии 1 м от дна с помощью автономной придонной станции *Water*

¹ Тищенко П. П. Сезонная гипоксия Амурского залива : дис. ... канд. геогр. наук. Владивосток, 2013. 166 с.

Quality Monitor (WQM) фирмы *Wet Labs*. Координаты местоположения станции 43°10,894' с. ш., 131°49,949' в. д. (рис. 2). Измерения проводили с 11 сентября 2013 г. по 15 мая 2014 г. Каждые 4 часа велась регистрация температуры, солености (по электропроводности), концентрации растворенного кислорода (*Dissolved Oxygen*, сокращ. *DO*) и хлорофилла *a* (флуоресценция) с интервалом в 1 с в течение 5 мин подводным логгером *DH4* той же фирмы. Для мониторинговой станции *WQM* компанией *WET Labs* решены проблемы биообрастания благодаря использованию медных корпусов, инъекции хлорной извести и вкладышам, содержащим пестициды. Такие меры обеспечили стабильную работу датчиков в течение длительного периода времени [11]. В цитируемой выше статье даны подробные характеристики датчиков *WQM*. Разница между результатами измерений кислорода датчиком станции *WQM* и измерениями по методу Винклера составляла 1,2–14,0 мкмоль/кг [8]. Наиболее высокое расхождение в результатах мы связываем с несоответствием расположения станции *WQM* и батометра в процессе пробоотбора. Данные мониторинга для холодного периода 2013/14 г. сравнивали с данными для летнего сезона 2011 г., ранее полученными этой же станцией, расположенной в точке с почти идентичными координатами (43°10,881' с. ш., 131°49,893' в. д.) [8].

Летнее и зимнее состояние вод Амурского залива мы сравнивали, используя кажущееся поглощение кислорода (*Apparent Oxygen Utilization*, сокращ. *AOU*), поскольку этот параметр характеризует баланс между продукционными и деструкционными процессами. Значения *AOU* рассчитывали с использованием соотношения

$$AOU = [O_2]_o - [O_2].$$

Здесь *AOU* рассчитывали как разницу между концентрацией кислорода в морской воде, находящейся в равновесии с атмосферой ($[O_2]_o$), при заданной температуре и солености и измеренной концентрацией ($[O_2]$). Растворимость кислорода в морской воде при заданной температуре и солености рассчитывали по уравнению, представленному в работе [12]. Очевидно, что морская вода находится в состоянии избыточного содержания кислорода по отношению к атмосферному уровню при $AOU < 0$ и дефицита, когда $AOU > 0$.

В ранневесенний сезон (22 марта 2011 г.) была выполнена гидрохимическая станция в области летней гипоксии (43°11,816' с. ш., 131°50,139' в. д.). Станция была выполнена со спасательного судна в период таяния льда, когда северная часть Амурского залива оставалась покрыта битым льдом, а южная была свободна ото льда. Были получены вертикальные профили парциального давления CO_2 (pCO_2), концентраций кислорода, аммонийного азота, фосфатов и силикатов в области летней гипоксии. Щелочность измеряли прямым титрованием в открытой ячейке соляной кислотой (0,02N) со смешанным индикатором (метиловый красный + метиленовый голубой)². Измерения pH выполняли при температуре 20 °С потенциометрическим методом в ячейке без жидкост-

² Бруевич С. В. Инструкция по производству химических исследований морской воды. Москва : Изд-во Главсевморпути, 1944. 83 с.

ного соединения электродов [13]. Расчет парциального давления CO_2 проводили в соответствии с [14]. Измерения биогенных веществ выполняли по стандартным методикам ³.

Результаты

Детальная изменчивость гидрологических характеристик придонных вод Амурского залива в области формирования гипоксии для холодного периода 2013/14 г. представлена на рис. 3. В качестве дополнительной информации для демонстрации полного внутригодового цикла привлечены результаты работы станции *WQM*, полученные в 2011 г. и подробно рассмотренные ранее [8].

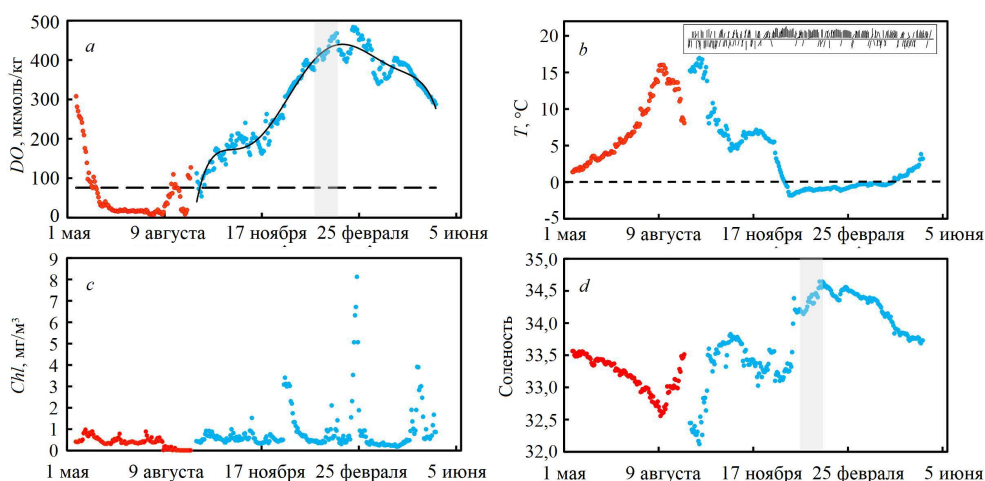


Рис. 3. Временная изменчивость концентрации растворенного кислорода (штриховая линия обозначает уровень гипоксии – 76 мкмоль/кг) (а), температуры (b), содержания хлорофилла *a* (c) и солености (d) в придонном слое вод Амурского залива в точке расположения автономной придонной станции *WQM*: в 2011 г. (●); в 2013/14 г. (●). На врезке рис. 3, b представлена временная изменчивость направления ветра в 2013–2014 г. Серая область соответствует периоду 27 декабря – 02 февраля, когда происходит увеличение солености вследствие образования рассолов

Fig. 3. Temporal variability of dissolved oxygen concentration (dashed line indicates the hypoxia level – 76 $\mu\text{mol/kg}$) (a), temperature (b), chlorophyll *a* content (c) and salinity (d) in the Amur Bay bottom layer at the location of autonomous bottom station *WQM*: in 2011 (●); in 2013–2014 (●). The inset in Fig. 3, b shows temporal variability of wind direction in 2013–2014. Grey area corresponds to the period December 27 – February 02 when salinity increases due to brine formation

В конце августа – осенью в результате апвеллинга япономорских вод происходит разрушение придонной гипоксии [8], что находит свое отражение в росте *DO*, отсутствии хлорофилла, уменьшении температуры воды и увеличении солености. Изменение концентрации нитрат-ионов, отсутствующих летом в придонном слое воды Амурского залива, свидетельствует о подъеме япономорской воды ¹ с глубины 250–300 м. Для этих глубин концентрации силикатов, нитратов, фосфатов и растворенного кислорода равны 29,3; 17,2; 1,36; 285 мкМ соответственно [15]. В 2013 г. вытеснение бескислородных вод из

³ Методы гидрохимических исследований основных биогенных элементов. Москва : ВНИРО, 1988. 120 с.

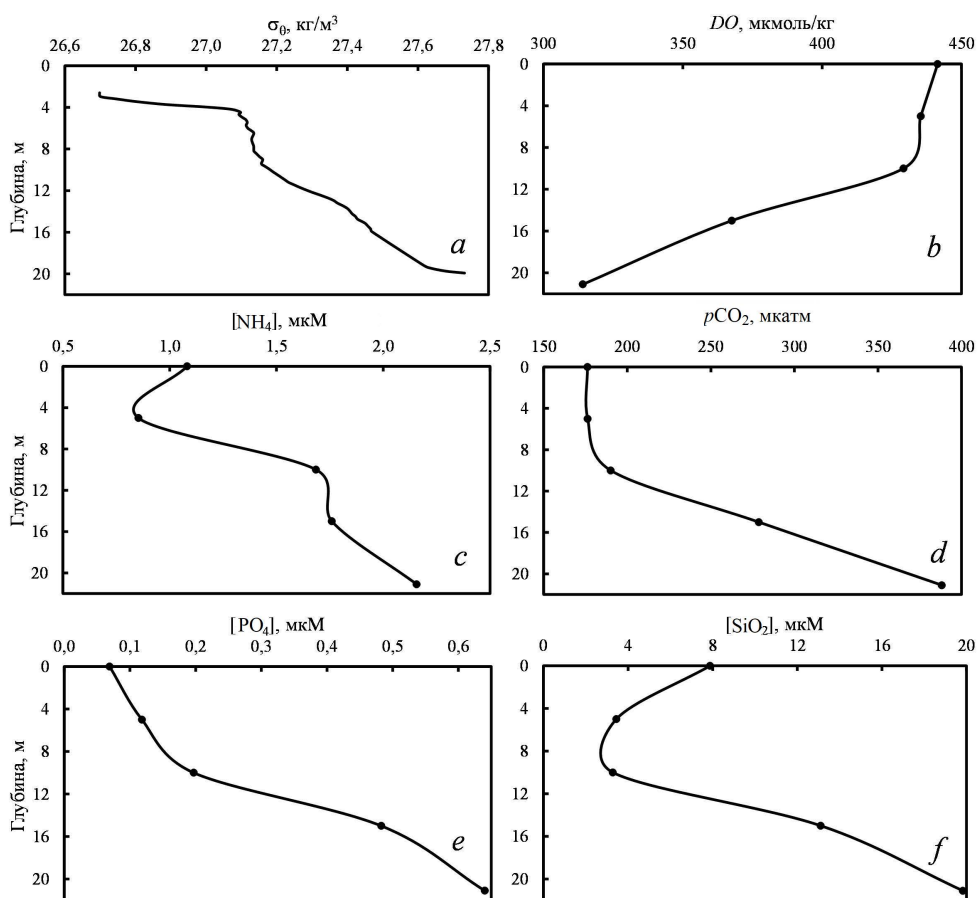
рассматриваемой области холодными солеными япономорскими водами происходило с 12 сентября по 24 октября вследствие осеннего апвеллинга (рис. 3). Процесс сопровождался снижением температуры воды с 17,0 до 4,3 °C. Соленость в этот период возрастала с 32,12 до 33,69, а DO – с 54 до 213 мкмоль/кг. В этот период наблюдений направление ветра было неустойчивым, менялось с южного на северное и обратно (врезка на рис. 3, *b*).

Мы полагаем, что период с 25 октября по 09 декабря следует рассматривать как продолжение перехода с летнего муссона на зимний. Этот период характерен меняющимся направлением ветра, что приводит к изменениям в циркуляции вод залива и разнонаправленным во времени изменениям наблюдаемых параметров: DO в диапазоне 159–263 мкмоль/кг; температуры – 4,6–7,2 °C; солености – 33,03–33,79. Существенные вариации в этот переходный период вызваны не только сменой направления ветра, но и ветровым перемешиванием япономорской воды с остаточной шельфовой водой летнего происхождения, а также атмосферным охлаждением воды, которое сопровождалось растворением атмосферных газов. Рост концентрации кислорода в этот период отчасти обусловлен увеличением растворимости газов при понижении температуры, а также ростом первичной продукции.

На побережье Амурского залива 2013 г. 10 декабря выпал снег и началось интенсивное ледообразование в заливе. Температура в заливе опустилась до точки замерзания морской воды, –1,818 °C (27 декабря). С небольшим запозданием начали повышаться соленость, до 33,323, и концентрация кислорода, до 353 мкмоль/кг. В этот период (17 декабря) наблюдался максимум хлорофилла – 3,4 мг/м³ (рис. 3, *c*). В период с 10 по 27 декабря происходило зимнее охлаждение, которое сопровождалось формированием сплошного ледяного покрова в северной части Амурского залива (к северу от широты 43°8,5' с. ш. до устья р. Раздольной) и зимней конвекцией. Ниже параллели 43°8,5' с. ш. также наблюдалось образование льда, однако оно не достигало сплошного. Доминирование ветров северных направлений усиливало этот эффект. Среднесуточная температура воздуха 8 декабря 2013 г. составила 1,15 °C, 9 декабря – 5,51 °C (<http://www.rp5.ru/>). По данным, взятым с сайта <https://worldview.earthdata.nasa.gov>, к 11 декабря северная часть Амурского залива была покрыта сплошным льдом, установка *WQM* находилась подо льдом. Тот факт, что 27 декабря среднесуточная температура воды у дна достигла точки замерзания, означает однородность параметров воды по вертикали во всей толще вод залива, поскольку замерзание воды (ледообразование) происходит на поверхности залива. С 27 декабря по 02 февраля наступает период, характеризующийся ростом солености (до 34,578) и DO (до 468 мкмоль/кг), на рис. 3, *a* и *d* этот период обозначен серым цветом. В это же время наблюдается небольшое увеличение температуры воды (до –0,878 °C). Максимальная соленость япономорских вод равна $34,070 \pm 0,002$ [15], а соленость вод Амурского залива в теплый сезон существенно меньше этого значения (рис. 3, *d*) [3]. Поэтому увеличение солености до 34,578 являлось результатом образования рассолов при ледообразовании. Небольшое увеличение температуры воды мы связываем с нагревом воды от морского дна, которое частично хранит тепло летнего сезона [16, 10]. Подогрев

воды снизу приводит к интенсификации вертикального перемешивания. Однородность толщи воды сохраняется, но с незначительно меняющимися T, S -показателями во времени (рис. 3, b, d).

Февраль характеризовался незначительными колебаниями гидрологических характеристик. С 2 по 12 февраля наблюдалось незначительное уменьшение DO (до 396 мкмоль/кг), увеличение температуры (до $-0,69\text{ }^{\circ}\text{C}$) и понижение солёности (до 34,413). С 12 февраля по 23 февраля, напротив – отмечалось увеличение DO (до 477 мкмоль/кг), понижение температуры воды (до $-0,856\text{ }^{\circ}\text{C}$) и рост солёности (до 34,56). Наиболее вероятной причиной этих колебаний может быть адвекция вод в заливе, а увеличение концентрации DO обусловлено «цветением» фитопланктона. Максимум концентрации хлорофилла – 8 мг/м³ (23 февраля) – соответствовал максимуму концентрации DO (рис. 3).



Р и с. 4. Вертикальные профили условной плотности (a), концентрации кислорода (b), концентрации аммонийного азота (c), парциального давления углекислого газа (d), концентраций фосфатов (e) и силикатов (f) в области формирования гипоксии ($43^{\circ}11,816'$ с. ш., $131^{\circ}50,139'$ в. д.), Амурский залив, 22 марта 2011 г.

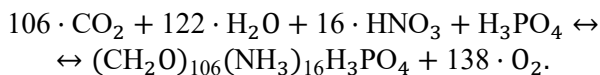
F i g. 4. Vertical profiles of conditional density (a), oxygen concentration (b), ammonium nitrogen concentration (c), partial pressure of carbon dioxide (d), and phosphate (e) and silicate (f) concentrations in the area of hypoxia formation ($43^{\circ}11.816' \text{ N}$, $131^{\circ}50.139' \text{ E}$) in Amur Bay, March 22, 2011

Формирование вертикальной гидрологической и гидрохимической стратификации вод Амурского залива наблюдается в марте (рис. 4), оно обусловлено таянием льда и изменением циркуляции вод с апвеллингового типа на даунвеллинговый, вызванным изменениями направления ветра (см. рис. 3, *b*) [8].

Обсуждение

Муссонный климат Приморья играет важную роль в формировании и разрушении гипоксии придонных вод Амурского залива. Юго-восточное направление ветра в летний сезон формирует даунвеллинговую циркуляцию в заливе [8]. Даунвеллинговая циркуляция ограничивает взаимодействие подповерхностных вод Японского моря с водами шельфа ЗПВ. В этот сезон выпадает основное количество атмосферных осадков [7]. Поток эвтрофированных вод р. Раздольной в Амурский залив летом существенно возрастает. Сочетание этих двух факторов создает условия, при которых основным источником биогенных веществ в залив является речной сток, что вызывает «цветение» фитопланктона в поверхностных водах залива. Следует отметить, что выделившийся при фотосинтезе кислород частично уходит в атмосферу, а частично остается в верхнем слое залива вследствие устойчивой стратификации. Часть образовавшейся избыточной биомассы фитопланктона (не съеденной зоопланктоном и зообентосом) поступает на дно залива. Во впадинах залива, ниже глубин 15–17 м, куда не проникает ФАР (фотосинтетически активная радиация), формируется гипоксия в результате микробиологического разложения биомассы фитопланктона [2].

В холодный период года северо-западное направление ветра формирует апвеллинговую циркуляцию вод залива. В это время резко сокращается выпадение атмосферных осадков [7]. Расход р. Раздольной в зимний сезон уменьшается более чем в 100 раз в сравнении с летними паводками. В то же время подповерхностная вода Японского моря, поднимающаяся с глубины 250–300 м, содержит достаточно высокие концентрации биогенных веществ и растворенного кислорода: силикатов – 29,3, нитратов – 17,2, фосфатов – 1,36 мкМ и растворенного кислорода – 285 мкмоль/кг [15]. Таким образом, в зимний сезон основным источником биогенных веществ, поставляемых в Амурский залив, служат подповерхностные воды Японского моря. Эти воды прозрачные, поэтому ФАР проникает до дна в свободной от сплошного льда южной части залива. Фотосинтез активно протекает и подо льдом, если он не покрыт снегом. Кроме того, эти воды поступают в придонный слой залива, а потом, благодаря зимней конвекции, перемешиваются. Биогенные вещества, поступающие из Японского моря, обеспечивают зимний фотосинтез вод Амурского залива и, соответственно, высокое содержание кислорода (см. рис. 2). Используя стехиометрию Рэдфилда [17], фотосинтез органического вещества можно записать схемой



Мы полагаем, что япономорские воды в результате апвеллинга полностью заменяют шельфовые воды Амурского залива. Если в этих водах происходит фотосинтез, то концентрация *DO* будет составлять $(285 + 138 \times [\text{PO}_4]) = 473$ мкмоль/кг,

что сравнимо с максимальной концентрацией DO в зимний сезон – 482 мкмоль/кг (см. рис. 3, *a*). Дополнительным источником поступления биогенных веществ в залив является поток биогенных веществ от дна [18].

Сравнение AOU для теплого и холодного сезонов показано на рис. 5. Из него видно, что летом в условиях даунвеллинговой циркуляции вод Амурского залива в придонных водах доминируют деструкционные процессы. Значения AOU положительные и достигают 300 мкмоль/кг (рис. 5). Проникновение япономорских вод в залив осенью существенно снижает это доминирование, поскольку приносит кислород в придонные воды залива. Однако смена знака продукционно-деструкционного баланса, несмотря на благоприятные кислородные условия, происходит лишь 29 декабря. Это объясняется тем, что япономорские воды приходят с глубины 250–300 м, где отсутствует фотосинтез, и эти воды также испытывают дефицит кислорода по отношению к атмосферному уровню. Сравнение рис. 3, *a* и 5 приводит нас к выводу, что смена продукционно-деструкционного баланса наступает лишь вследствие интенсификации процессов формирования органического вещества в декабре, которые усиливаются в результате поставки биогенных веществ япономорскими водами и по времени совпадают с условиями зимней конвекции, когда весь вертикальный столб воды залива достигает температуры замерзания. Из рис. 5 следует, что придонные воды залива пересыщены по отношению к атмосферному кислороду в течение почти четырех месяцев (29.12.2013–22.04.2014).

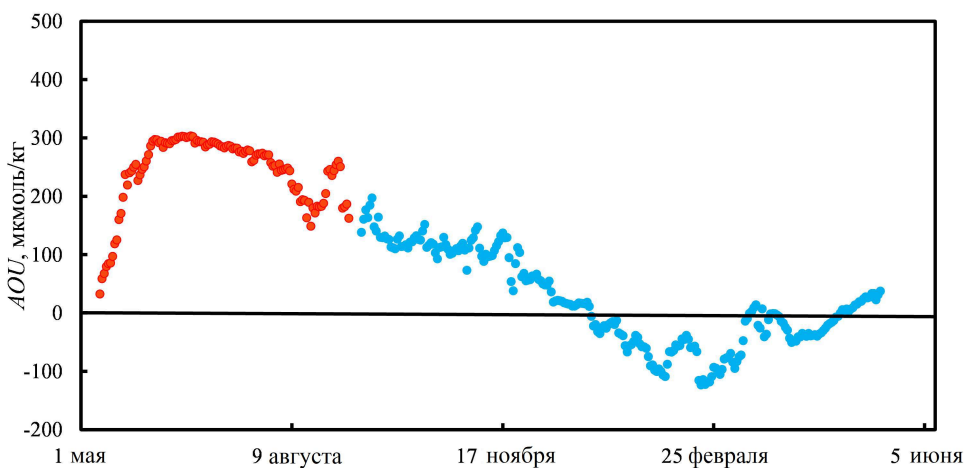


Рис. 5. Временная изменчивость AOU у дна Амурского залива в точке расположения станции WQM : в 2011 г. (●); в 2013/14 г. (●)

Fig. 5. Temporal variability of AOU in the Amur Bay bottom layer at the location of WQM station: in 2011 (●); in 2013–2014 (●)

Придонные воды в точке расположения станции WQM весь зимний сезон характеризуются высоким содержанием DO , в 4–6 раз превышающим пороговое значение 76 мкмоль/кг, ниже которого состояние вод характеризуется как гипоксическое. Одна из главных причин состоит в том, что, в отличие от летнего сезона, поставка биогенных веществ в придонные воды залива зимой происхо-

дит в условиях высокой прозрачности япономорских вод и отсутствия их плотностной стратификации. Поэтому в зимних условиях фотосинтез, благодаря вертикальному перемешиванию, затрагивает всю не покрытую льдом водную толщу и в придонный слой поступает вода с $AOU < 0$, т. е. пересыщенная по отношению к атмосферному уровню. Зимнее «цветение» фитопланктона возможно и подо льдом. Объяснение было предложено в работе [19]. Покров льда уменьшает интенсивность ФАР. Однако фотосинтез подо льдом в мелководных бассейнах, таких как бух. Новгородская (глубина 10–15 м), зал. Посыета, возможен благодаря зимней конвекции. В условиях зимней конвекции происходит вертикальное перемешивание всей толщи воды в мелководной бухте. Биогенные вещества поставляются в подледный слой, где происходит фотосинтез. Клетки фитопланктона увлекаются конвекцией в более глубокие слои, а потом возвращаются вновь в область фотосинтеза. Таким образом, малая глубина бассейна препятствует выносу клеток фитопланктона из зоны влияния ФАР. На наш взгляд, ситуация, изложенная в приведенной ранее публикации, относится именно к участкам Амурского залива, занятым льдом при отсутствии снежного покрова.

Наблюдаемое снижение уровня кислорода после 23 февраля свидетельствует о наличии общих механизмов, ведущих к уменьшению содержания кислорода в водах залива. На наш взгляд, таких процессов два. В зимний сезон, когда $AOU < 0$, газообмен в акватории залива, не покрытой льдом, будет приводить к уменьшению концентрации кислорода. Такая площадь возрастает в конце февраля – начале марта, и к началу апреля залив полностью очищается от льда (URL: <https://worldview.earthdata.nasa.gov>). Такой механизм извлечения кислорода из вод залива функционирует эффективно лишь тогда, когда концентрация растворенного кислорода превышает атмосферный уровень, т. е. до 26 апреля (рис. 5). Однако и после перехода экосистемы залива от преобладания продукционных процессов ($AOU < 0$) к превалированию деструкционных процессов ($AOU > 0$), содержание DO в придонном слое залива продолжает снижаться (см. рис. 3, 5). Второй процесс, приводящий к уменьшению DO , состоит в биохимическом потреблении кислорода при минерализации органического вещества на границе раздела вода – дно. Мы использовали ранее полученную скорость биохимического потребления кислорода $V_{\text{БПК}}$ (мкмоль/(л·сут)) придонным слоем Амурского залива [8]:

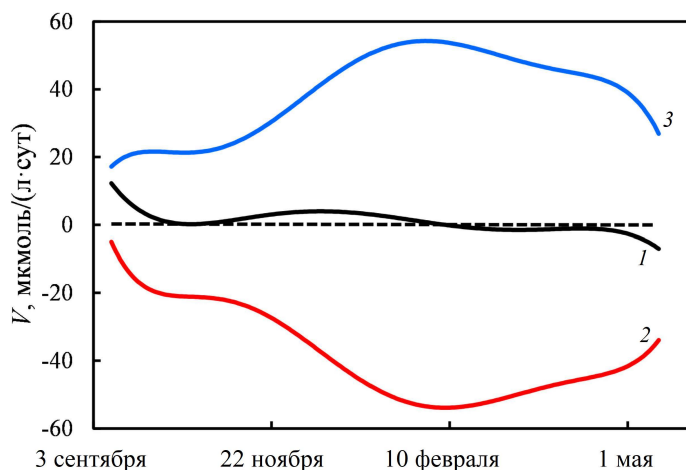
$$V_{\text{БПК}} = -0,1225 \cdot [\text{O}_2].$$

Результаты наблюдений за концентрацией кислорода в зависимости от времени (см. рис. 2) были обработаны методом наименьших квадратов. Было получено эмпирическое уравнение для $[\text{O}_2]$ (мкмоль/л):

$$[\text{O}_2] = -2,21703 \cdot 10^{-10} \cdot t^6 + 1,754836 \cdot 10^{-7} \cdot t^5 - 5,246808 \cdot 10^{-5} \cdot t^4 + 7,23196 \cdot 10^{-3} \cdot t^3 - 0,453612 \cdot t^2 + 13,1475 \cdot t + 27,52. \quad (1)$$

Здесь t – время в сутках от начала наблюдений. Производная от зависимости (4) представляет собой общую скорость изменения содержания кислорода $V_{\text{общ}}$ в любой момент времени. Скорость биохимического окисления кислорода $V_{\text{БПК}}$ у дна рассчитывали из соотношения (1), а скорость вентиляции $V_{\text{вент}}$ вод –

как разность между $V_{\text{общ}}$ и $V_{\text{БПК}}$. Результаты расчетов представлены на рис. 6. Биохимическое потребление кислорода является реакцией второго порядка [8]. Иначе говоря, скорость потребления кислорода максимальная при максимальной концентрации DO (рис. 6; уравнение (1)).



Р и с. 6. Зависимость скорости изменения концентрации кислорода от времени: 1 – общая скорость $V_{\text{общ}}$, рассчитанная по уравнению (1); 2 – скорость биохимического потребления на окисление органического вещества $V_{\text{БПК}}$; 3 – скорость вентиляции вод $V_{\text{вент}}$

F i g. 6. Dependence of rate of oxygen concentration change on time: 1 – total rate V_{tot} calculated by equation (1); 2 – rate of biochemical consumption for oxidation of organic matter V_{BCO} ; 3 – rate of water ventilation V_{vent}

В марте 2011 г. были получены профили гидрохимических параметров (см. рис. 4). На момент исследования (22 марта) возникла плотностная стратификация вод из-за таяния льда и сезонного повышения температуры. В этот период происходит смена апвеллинговой циркуляции вод залива на даунвеллинговую. Даунвеллинговая циркуляция ограничивает воздействие Японского моря на Амурский залив. Поэтому рассматриваемые профили на рис. 4 обусловлены геохимическими процессами у дна залива. Концентрация DO ко дну уменьшалась, а концентрации биогенных веществ возрастали, что указывает на минерализацию органического вещества на границе раздела вода – осадок. Содержание органического углерода в донных осадках в местах гипоксии составляет 2–3 % [20]. Его минерализация внутри осадка происходит по анаэробному пути. Даунвеллинг приводит к ресуспензии поверхностного осадка на дне залива, что увеличивает мутность придонных вод и поток продуктов минерализации органического вещества из донных осадков в воду [8]. Поэтому, несмотря на достаточно высокие концентрации кислорода, основным продуктом минерального азота был аммоний (см. рис. 4, с). Концентрации нитрат-ионов также измерялись, однако их содержание было примерно в 2–3 раза меньше в сравнении с аммонием. Мы не исключаем и другой путь, когда на границе раздела вода – осадок в случае восстановленных илов формируется

слой ⁴ с низким содержанием кислорода [21]. Тогда в тонком слое с низким содержанием кислорода минерализация органического вещества также будет приводить к образованию аммония, а не нитрат-ионов [6]. Этот вопрос требует дополнительных исследований.

Следует отметить важность переходного периода: в конце февраля – начале марта происходит смена направления ветра с зимнего муссона на летний, что приводит к изменению апвеллинговой циркуляции вод залива на даунвеллинговую; в этот период ослабевает взаимодействие Японского моря с шельфом и, соответственно, поставка биогенных веществ япономорскими водами. Интенсивность фотосинтеза в заливе снижается; совокупность этих факторов, по сути, служит началом формирования летней гипоксии.

Выводы

Изменение содержания кислорода у дна Амурского залива определяется совокупным влиянием динамики вод и биогеохимических процессов.

Существуют два основных природных источника биогенных веществ, которые определяют направленность биогеохимических процессов в Амурском заливе и его состояние: 1) эвтрофированные воды р. Раздольной; 2) япономорские воды с глубины 250–300 м.

В холодное время года апвеллинг япономорских вод поставляет биогенные вещества в придонный слой залива. Вертикальное перемешивание, обусловленное низкой статической устойчивостью вод, обеспечивает биогенными веществами эвфотический слой. Фотосинтез, благодаря вертикальному перемешиванию, затрагивает всю толщу вод залива. Зимние воды Амурского залива пересыщены относительно атмосферного уровня в течение четырех месяцев, при этом концентрация достигает 353–482 мкмоль/кг.

Смена функционирования экосистемы Амурского залива происходит дважды в год в связи с изменением типа циркуляции вод в заливе: в феврале – марте возникает даунвеллинговый тип циркуляции, который инициирует поставку биогенных веществ из р. Раздольной, формирование вертикальной стратификации вод и уменьшение содержания кислорода у дна, летом достигающего критических значений менее 76 мкмоль/кг; в сентябре – октябре формируется апвеллинговый тип циркуляции, который разрушает летнюю гипоксию и поставляет биогенные вещества из подповерхностных вод Японского моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Declining oxygen in the global ocean and coastal waters / D. Breitburg [et al.] // Science. 2018. Vol. 359, no. 6371. eaam7240. <http://dx.doi.org/10.1126/science.aam7240>
2. Impact of the transboundary Razdolnaya and Tumannaya Rivers on deoxygenation of the Peter the Great Bay (Sea of Japan) / P. Ya. Tishchenko [et al.] // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2020. Vol. 239. 106731. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2020.106731>
3. Гомоюнов К. А. Гидрологический очерк Амурского залива и реки Суйфуна. Владивосток : тип. Гос. Дальневост. ун-та, 1926. 44 с. (Труды Государственного Дальневосточного университета. Серия 3 ; 1).
4. Григорьев Р. В., Зуенко Ю. И. Среднеголетнее распределение температуры и солености в Амурском заливе Японского моря // Известия ТИНРО. 2005. Т. 143. С. 179–188. EDN HSLAUN.

⁴ Гурова Ю. С. Особенности формирования окислительно-восстановительных условий на границе вода – донные отложения в прибрежных районах Российского сектора Азово-Черноморского бассейна : дис. ... канд. геогр. наук. Севастополь, 2023. 182 с.

5. Сезонная гипоксия Амурского залива (Японское море) / П. Я. Тищенко [и др.] // Известия ТИНРО. 2011. Т. 165. С. 136–157. EDN OEUVNH.
6. Гипоксия залива Петра Великого / П. П. Тищенко [и др.] // Известия ТИНРО. 2021. Т. 201, № 3. С. 600–639. EDN SNBBPO. <https://doi.org/10.26428/1606-9919-2021-201-600-639>
7. *Гайко Л. А.* Особенности гидрометеорологического режима прибрежной зоны залива Петра Великого (Японское море). Владивосток : Дальнаука, 2005. 150 с.
8. Summertime in situ monitoring of oxygen depletion in Amursky Bay (Japan/East Sea) / P. Tishchenko [et al.] // Continental Shelf Research. 2016. Vol. 118. P. 77–87. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.02.014>
9. *Sorokin Yu. I., Kononova I. W.* Production and decomposition of organic matter in a bay of the Japan Sea during the winter diatom bloom // Limnology and Oceanography. 1973. Vol. 18, iss. 6. P. 962–967. <https://doi.org/10.4319/lo.1973.18.6.0962>
10. *Лазарюк А. Ю., Лобанов В. Б., Пономарев В. И.* Эволюция термохалинной структуры вод Амурского залива в холодный сезон // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. 2013. № 6 (172). С. 59–70. EDN THYCTX.
11. WQM: a new integrated water quality monitoring package for long-term *in-situ* observation of physical and biogeochemical parameters / C. M. Orrico [et al.] // Proceedings of OCEANS 2007, Vancouver, BC, Canada, 2007. P. 1–9. <https://doi.org/10.1109/OCEANS.2007.4449418>
12. *Weiss R. F.* The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater // Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts. 1970. Vol. 17, iss. 4. P. 721–735. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(70\)90037-9](https://doi.org/10.1016/0011-7471(70)90037-9)
13. Измерение pH в эстуариях с помощью ячейки безжидкостного соединения / П. Я. Тищенко [и др.] // Океанология. 2002. Т. 42, № 1. С. 32–41.
14. Handbook of methods for the analysis of the various parameters of the carbon dioxide system in sea water. Version 2 / Eds. A. G. Dickson and C. Goyet. DOE, 1994. 198 p. (OENL/CDIAC-74).
15. Atlas of Japan (East) Sea hydrographic properties in summer, 1999 / L. D. Talley [et al.] // Progress in Oceanography. 2004. Vol. 61, iss. 2–4. P. 277–348. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2004.06.011>
16. *Буров Б. А., Лазарюк А. Ю., Лобанов В. Б.* Исследование теплового потока на границе вода-донные осадки в Амурском заливе Японского моря в зимний период // Океанология. 2014. Т. 54, № 6. С. 744. EDN TCJAJZ. <https://doi.org/10.7868/S0030157414060021>
17. *Redfield A. C., Ketchum B. H., Richards F. A.* The influence of organisms on the composition of seawater // The sea: ideas and observations on progress in the study of the seas. New York, Interscience Publishers, 1963. Vol. 2. P. 26–77.
18. Оценка потоков биогенных веществ на границе раздела вода – дно в мелководных бассейнах залива Петра Великого (Японское море) / П. Я. Тищенко [и др.] // Геохимия. 2022. Т. 67, № 9. С. 881–895. EDN ILJBXJ. <https://doi.org/10.31857/S0016752522090084>
19. *Вышкварцев Д. И., Коновалова Г. В.* О механизмах зимнего «цветения» микроводорослей в водах залива Петра Великого (Японское море) // Биология моря. 1979. № 1. С. 72–73.
20. Диагенез органического вещества верхнего слоя донных отложений залива Петра Великого в местах проявления гипоксии / П. Я. Тищенко [и др.] // Геохимия. 2018. № 2. С. 185–196. EDN YTFMTH. <https://doi.org/10.7868/S0016752518010090>
21. Hidden seafloor hypoxia in coastal waters / J. P. Fredriksson [et al.] // Limnology and Oceanography. 2024. Vol. 69, iss. 11. P. 2489–2502. <http://dx.doi.org/10.1002/lno.12607>

Об авторах:

Тищенко Пётр Павлович, старший научный сотрудник лаборатории гидрохимии, ФГБУН ТОИ ДВО РАН (690041, Россия, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0003-2182-5477**, **SPIN-код: 1796-8910**, eq15@poi.dvo.ru

Тищенко Павел Яковлевич, главный научный сотрудник лаборатории гидрохимии, ФГБУН ТОИ ДВО РАН (690041, Россия, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), доктор химических наук, **ORCID ID: 0000-0002-3500-2861**, **SPIN-код: 7561-9500**, tpavel@poi.dvo.ru

Окрашенное растворенное органическое вещество и общее взвешенное вещество как показатели загрязнения вод Керченского пролива

П. Д. Ломакин , А. А. Чепыженко, А. И. Чепыженко

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
 *p_lomakin@mail.ru*

Поступила в редакцию 16.12.2024; одобрена после рецензирования 17.03.2025;
принята к публикации 15.05.2025.

Аннотация

Цель. На основе данных серии экспедиций, проведенных в 2001–2014 гг., выявить закономерности структуры поля концентрации окрашенного растворенного органического вещества и общего взвешенного вещества антропогенного происхождения в Керченском проливе; определить загрязненные участки акватории и связанные с ними источники; оценить линейный масштаб их влияния на водную среду; сравнить полученный результат с известными сведениями о загрязнении вод пролива, полученными на основе гидрохимических и спутниковых методов, – цель настоящей работы.

Методы и результаты. Загрязненные участки исследуемой акватории выделены по расположению локальных максимумов концентрации окрашенного растворенного органического вещества и общего взвешенного вещества. Показано, что анализируемые вещества антропогенной природы локализованы в виде отдельных линз с повышенным относительно фона содержанием. Их профили имеют характерную интрузионную форму, также сходны эмпирические распределения концентрации этих веществ. Обнаружено 13 линз с горизонтальным масштабом 1–6 миль. Каждая линза формировалась под воздействием конкретного источника. В основном это судоходство и судоходные каналы, дноуглубление и дампинг изъятых грунтов, порты и пункты рейдовой перегрузки, грузовые терминалы, грунтовые свалки. Отдельно как источник антропогенной взвеси рассмотрена тузлинская промоина. Показано, что через 5–10 лет с момента возникновения промоина оставалась значимым источником антропогенной взвеси, обеспечивая ее концентрацию в центре пролива на порядок выше окружающего фона.

Выводы. Раскрыты закономерности структуры поля концентрации окрашенного растворенного органического вещества и общего взвешенного вещества антропогенного происхождения в Керченском проливе. Выявлены загрязненные участки акватории и связанные с ними источники, оценен линейный масштаб их влияния на водную среду. При сравнении полученного результата с известными исследованиями загрязнения вод региона обнаружено хорошее сходство.

Ключевые слова: окрашенное растворенное органическое вещество, общее взвешенное вещество, структура вод, загрязнение, Керченский пролив

Благодарности: работа выполнена в рамках тем государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2024-0016 и FNNN-2024-0012.

Для цитирования: Ломакин П. Д., Чепыженко А. А., Чепыженко А. И. Окрашенное растворенное органическое вещество и общее взвешенное вещество как показатели загрязнения вод Керченского пролива // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 4. С. 467–483. EDN ASKRCT.

Colored Dissolved Organic Matter and Total Suspended Matter as the Indicators of Water Pollution in the Kerch Strait

P. D. Lomakin ✉, A. A. Chepyzhenko, A. I. Chepyzhenko

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

✉ p_lomakin@mail.ru

Abstract

Purpose. Based on the data obtained in a number of expeditions in 2001–2014, the study purposes to identify the patterns in the structure of concentration fields of colored dissolved organic matter and total suspended matter of anthropogenic origin in the Kerch Strait, to reveal the polluted areas in the region under study and the related sources, and to assess the linear scale of their impact on aquatic environment, as well as to compare the result obtained with the already known data on pollution of the strait waters derived from the contact hydrochemical and satellite measurements.

Methods and Results. Polluted areas of the studied water area are identified by the location of local maxima concentrations of colored dissolved organic matter and total suspended matter. It is shown that the considered substances of anthropogenic origin are localized in the form of individual lenses with an increased content relative to the background. Their profiles are of a characteristic intrusive shape, and the concentration empirical distributions of these substances are also similar. Thirteen lenses with a horizontal scale of 1–6 miles were found. Each lens was shaped under the effect of a specific source. Basically, these mainly are shipping and shipping canals, dredging and dumping of seized soil, ports and offshore transshipment points, cargo terminals, and landfills. The Tuzla ravine is considered separately as a source of anthropogenic suspended matter. It is shown that after 5–10 years from its occurrence, the ravine remains a significant source of anthropogenic suspended matter that increases its concentration in the strait center by an order of magnitude as compared to the surrounding background.

Conclusions. The structure regularities of concentration fields of colored dissolved organic matter and total suspended matter of anthropogenic origin in the Kerch Strait are revealed. The polluted parts of water area and the related sources are identified, as well as the linear scale of their impact on aquatic environment is assessed. Comparison of the obtained results with the already known studies of water pollution in the designated region has shown good similarity.

Keywords: colored dissolved organic matter, total suspended matter, water structure, pollution, Kerch Strait

Acknowledgments: The study was carried out within the framework of state assignment on themes FNNN-2024-0016 and FNNN-2024-0012.

For citation: Lomakin, P.D., Chepyzhenko, A.A. and Chepyzhenko, A.I., 2025. Colored Dissolved Organic Matter and Total Suspended Matter as the Indicators of Water Pollution in the Kerch Strait. *Physical Oceanography*, 32 (4), pp. 492-507.

Введение

С 60-х гг. прошлого столетия в Керченском регионе наблюдался заметный рост промышленного производства. В акватории Керченского пролива активизировалось судоходство, что сопровождалось развитием и строительством инфраструктурных объектов, обеспечивающих эксплуатацию судов различного назначения и тоннажа. Возникла мощная антропогенная нагрузка на водную среду региона, системное изучение которой различными методами было начато примерно с 70-х гг. прошлого столетия и продолжается в настоящее время ведущими научно-исследовательскими институтами.

Это исследования, выполненные на основе традиционных гидрохимических методов: мониторинг загрязнения вод Керченского пролива, реализованный Государственной гидрометеорологической службой Украины в 1979–2009 гг. [1]; мониторинг загрязнения вод и грунтов пролива и предпроливных акваторий, который был проведен Южным научно-исследовательским институтом морского рыбного хозяйства и океанографии (ЮгНИРО) в 1990–2015 гг. [2]; исследование уровня загрязнения донных осадков Керченского пролива тяжелыми металлами, выполненные Морским гидрофизическим институтом (МГИ) по материалам ряда экспедиций в 2005–2008 гг. [3]; исследования загрязнения вод, взвешенного вещества и грунта, осуществленные Институтом океанологии РАН (ИО РАН) в 2019–2022 гг. [4]. В настоящее время сотрудниками ИО РАН ведется мониторинг техногенного загрязнения водного пространства региона на основе оптического и радиолокационного методов дистанционного зондирования [5].

В 2001–2015 гг. по материалам экспедиций, проведенных ведущими отечественными научно-исследовательскими институтами, изучалось загрязнение вод Керченского пролива окрашенным растворенным органическим веществом (ОРОВ) и общим взвешенным веществом (ОВВ) антропогенной природы при помощи океанографического метода – анализа структуры полей концентрации этих величин. Отметим, что ОРОВ и ОВВ относят к эффективным показателям загрязнения прибрежных вод океанов и морей [6–8].

Цель настоящей работы – выявить закономерности в структурах полей концентрации ОРОВ и ОВВ антропогенного происхождения; проанализировать статистические характеристики изменчивости содержания этих веществ; определить загрязненные участки акватории Керченского пролива, установив связанные с ними источники загрязнения вод; оценить линейный масштаб воздействия выявленных источников на водную среду; сравнить полученный результат с имеющимися сведениями о загрязнении вод пролива, полученными на основе контактных гидрохимических и спутниковых методов.

Исходные данные и методы исследования

Для анализа использованы материалы серии экспедиций в Керченский пролив, которые были проведены в 2001–2014 гг. МГИ, и совместных экспедиций МГИ с ЮгНИРО, Институтом биологии южных морей им. А. О. Ковалевского (ИнБЮМ), Всероссийским научно-исследовательским институтом рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО), Государственным океанографическим институтом имени Н. Н. Зубова (ГОИН), Южным научным центром (ЮНЦ) Российской академии наук.

В этих экспедициях были реализованы крупномасштабные (в рамках региона) съемки акватории всего Керченского пролива и отдельных его областей – северной и центральной частей пролива, а также Керченской бухты, которые включали 1443 зондирования, выполненных с борта маломерных судов преимущественно на дрейфовых станциях. На загрязненных участках рассматриваемой акватории проведена серия микросъемок, включающих 83 станции. Детальное описание массива можно найти в работе [2]. Каждое зондирование содержит информацию о вертикальном распределении температуры, солености, концентрации ОРОВ и ОВВ. Эти величины измерялись синхронно *in situ* с дискретностью по глубине 0,1 м.

Отметим, что в практике как зарубежных, так и отечественных экспериментальных исследований приняты две единицы измерения концентрации ОРОВ: оптическая – *QSU* и весовая – мг/л (работа ¹ и [9–11]). В указанных публикациях приведены формулы взаимного пересчета этих единиц для различных регионов Мирового океана, Средиземного моря и пресных водоемов. Они представляют собой линейные зависимости с высоким коэффициентом корреляции в диапазоне 0,92–0,97. В настоящей работе содержание ОРОВ выражено в *QSU*, диапазон исследованных глубин 0,5–50 м. Для анализа отобраны 702 зондирования на участках рассматриваемой акватории с глубиной более 2 м.

Все наблюдения выполнены при помощи автономного гидробиофизического мультипараметрического оптического зондирующего комплекса «Кондор» ².

Под термином «загрязнение» авторы этой работы подразумевают два вида загрязнения водной среды – *contamination* и *pollution*. Используя термин «загрязнение», мы придерживаемся определения *contamination*, которое означает присутствие вещества там, где его не должно быть, или оно не предусмотрено природой, или находится в концентрации выше фона. *Pollution* – также загрязнение, которое приводит или может привести к неблагоприятным биологическим последствиям для местных сообществ.

Существует простой метод определения загрязненных участков в прибрежных акваториях океанов и морей, а также в пресных водоемах, который широко используется в мировой практике. В поле концентрации изучаемых веществ они выделяются в виде локальных максимумов (неприродных образований) [12]. В нашей ситуации ОРОВ и ОБВ антропогенной природы выделялись в полях горизонтального распределения концентрации этих величин по локальным максимумам, а степень антропогенного воздействия на тот или иной участок рассматриваемой акватории оценивалась отношением максимальной концентрации к концентрации окружающего фона.

Анализ структуры полей концентрации ОРОВ и ОБВ на загрязненных участках выполнен в следующей последовательности. По данным каждой съемки были выделены участки акватории с локальными максимумами концентрации рассматриваемых величин в поверхностном слое вод, для которых отобраны и проанализированы профили ОРОВ(*z*) и ОБВ(*z*). Затем по всему исходному массиву данных были организованы кластеры профилей ОРОВ(*z*) и ОБВ(*z*) и рассчитаны гистограммы повторяемости концентрации этих веществ в поверхностном слое моря. Далее были картированы наиболее масштабные локальные максимумы концентрации ОРОВ и ОБВ, а их локации сравнивались с расположением объектов хозяйственно-промышленной деятельности региона, что позволило определить источники (конкретные объекты), загрязняющие каждый из выявленных участков. Обнаруженные таким

¹ What, where, when and how much? Combining watershed NOM source and reactivity studies with real-time monitoring : [presentation] / T. Kraus [et al.] // Fourth IWA specialty conference on natural organic matter: from source to tap and beyond, Costa Mesa, California, USA, 27–29 July 2011. 42 p. URL: <https://www.yumpu.com/en/document/view/24461784/presentation> (date of access: 01.07.2025).

² URL: <http://ecodevice.com.ru/ecodevice-catalogue/multiturbidimeter-kondor> (дата обращения: 23.11.2024).

образом участки и загрязняющие их объекты сопоставлены с результатами исследований источников загрязнения акватории Керченского пролива, которые отражены в работах [1–5].

Для оценки значимости судоходства как фактора, загрязняющего воды пролива антропогенной взвесью, были организованы наблюдения за кильватерным следом движущихся основным судоходным каналом судов. Для этого экспедиционное судно крепилось к одному из буев, обозначавших сторону фарватера, что позволило отбирать пробы воды из кильватерного следа на определение содержания ОВВ и визуально оценивать состав и скорость распространения следа.

Содержание ОВВ в ходе дноуглубительных работ в акватории Керченского морского торгового порта проанализировано по результатам микро-съемки, проведенной ЮгНИРО летом 2000 г.

Обсуждение результатов

Анализ структуры фактических полей концентрации ОРОВ и ОВВ по каждой конкретной съемке показал, что в Керченском проливе поля изучаемых веществ характеризуются особыми свойствами. В отличие от открытых вод Азовского и Черного морей и незагрязненных прибрежных акваторий они деформированы неоднородностями – линзами вод различного масштаба и объема, которые содержат ОРОВ и ОВВ антропогенного происхождения. Эти довольно часто наблюдаемые образования на фоне относительно однородных природных полей концентрации анализируемых веществ выделяются в виде локальных максимумов (рис. 1), которых, согласно [12], не должно быть в природе.

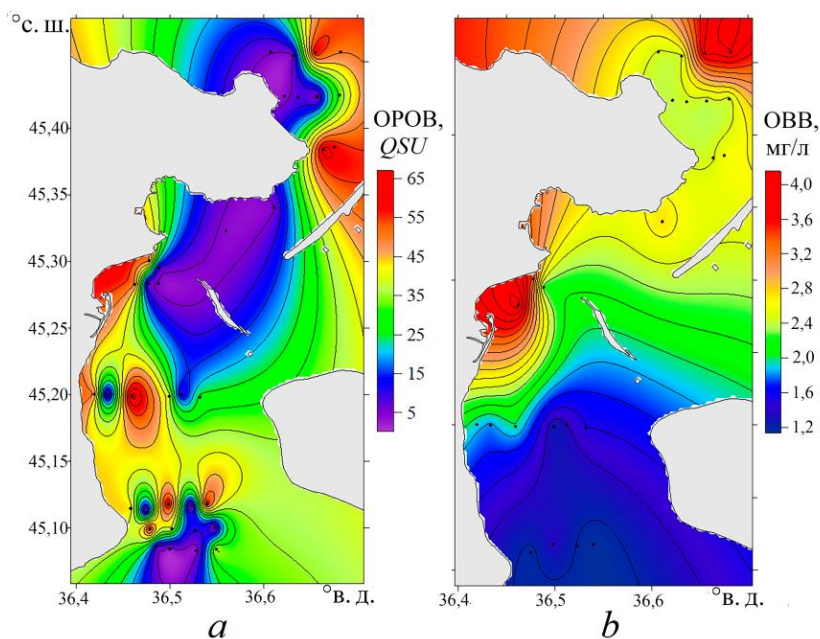


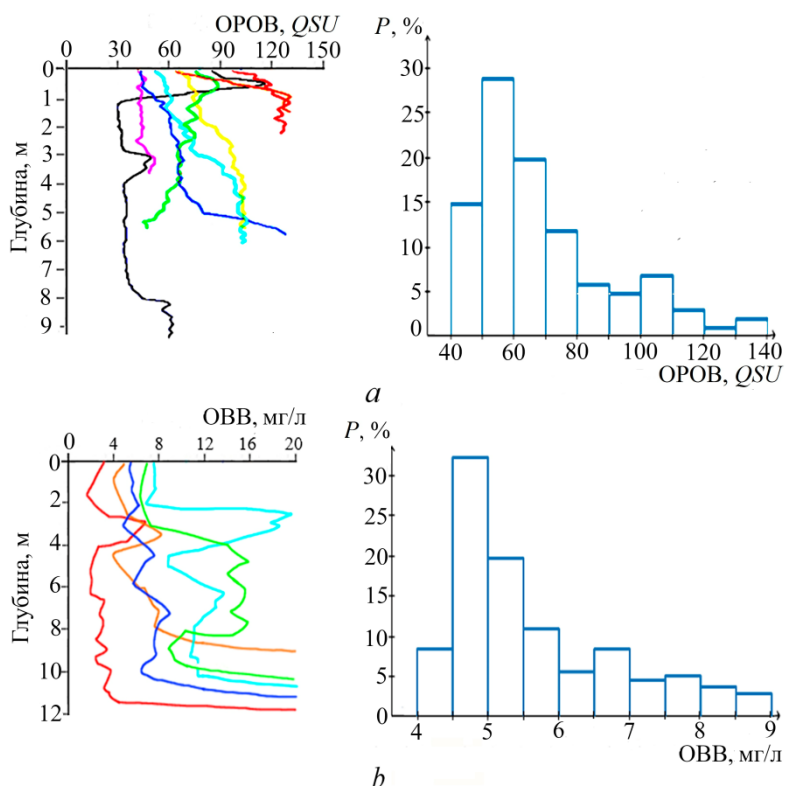
Рис. 1. Распределение концентрации ОРОВ (а) и ОВВ (б) в поверхностном слое вод в апреле 2008 г.

Fig. 1. Distribution of CDOM (a) and TSM (b) concentrations in the surface water layer, April 2008

Анализ формы профилей исследуемых величин, диаграмм распределения их концентрации и расположения основных локальных максимумов в акватории Керченского пролива показал следующее. Двум рассматриваемым веществам свойственны сходные признаки вертикальной стратификации. Профиль ОРОВ(z), как и профиль ОВВ(z), представляет собой немонотонную функцию глубины с характерной изрезанной формой, которая отличается от «гладких» профилей этих величин в незагрязненных окружающих водах, что указывает на наличие интрузий с повышенным содержанием этих веществ.

В водной толще на загрязненных участках отмечаются отдельные слои и прослойки, где концентрация ОРОВ и ОВВ заметно увеличена. Эти структурные особенности в виде локальных максимумов концентрации свидетельствуют об антропогенных растворенных и взвешенных в воде веществах, загрязняющих воды пролива (рис. 2).

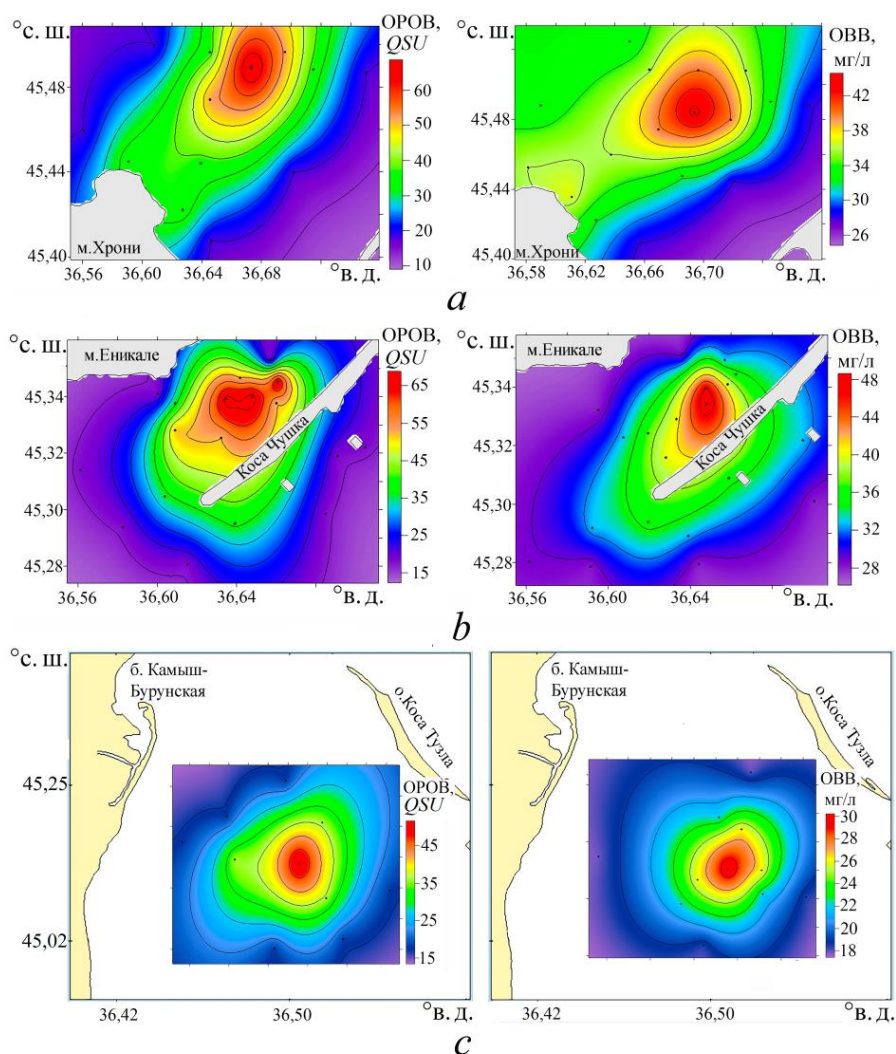
Диаграммы распределения концентрации ОРОВ и ОВВ в поверхностном слое вод имеют похожую форму, они одномодальны и правасимметричны. Наиболее часто повторяемая концентрация меньше среднего значения. Примерно одинаковую повторяемость 30% имеет модальное значение концентрации обоих веществ (рис. 2).



Р и с. 2. Типовые профили ОРОВ(z) в водах, содержащих антропогенную составляющую (слева), и гистограмма повторяемости концентрации ОРОВ в поверхностном слое моря (справа) – a ; эти же характеристики для ОВВ – b

Fig. 2. Typical CDOM(z) profiles for the waters containing anthropogenic component (left), and histogram of CDOM concentration frequency in the sea surface layer (right) – a ; the same characteristics for TSM – b

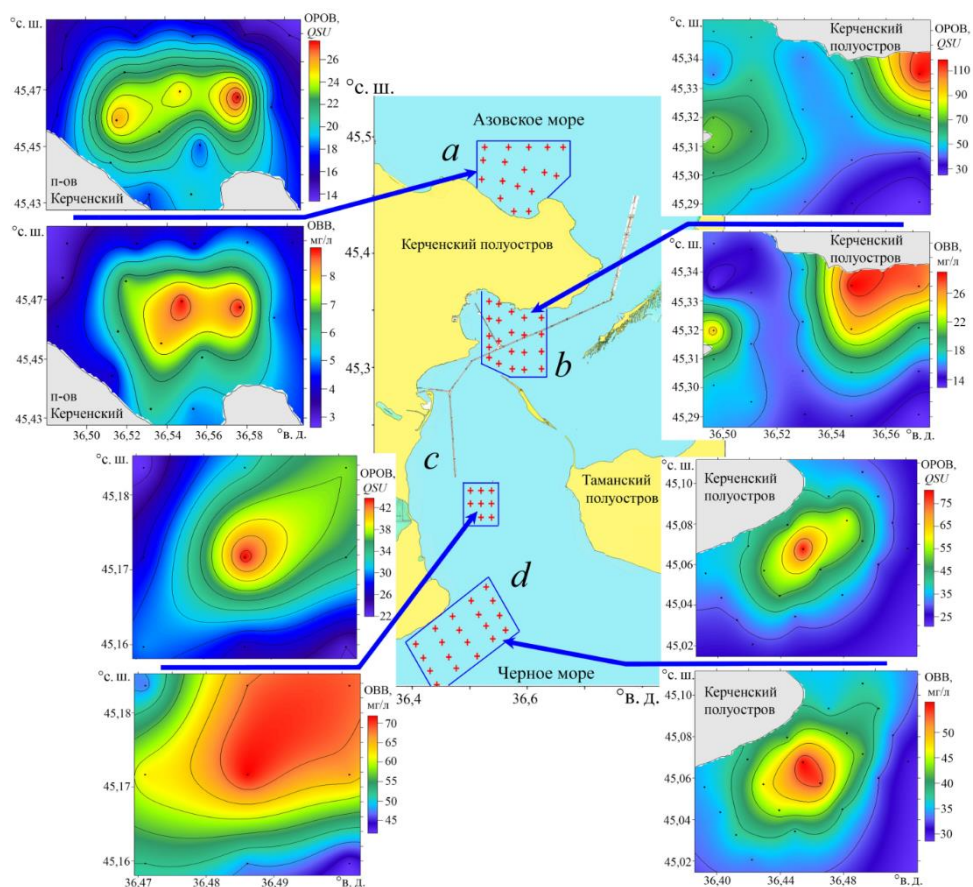
Также выяснилось, что практически на всех загрязненных участках наблюдались локальные максимумы концентрации в полях ОРОВ и ОБВ. Это свойство проиллюстрировано для трех закрытых свалок изъятых при дноуглубительных работах грунта (рис. 3), а также для четырех загрязненных участков, расположенных в районе очистных сооружений г. Керчь, в Керченской бухте, в районе площадки рейдовой перегрузки и действующей грунтовой свалки у м. Такиль (рис. 4). В полях концентрации обеих величин видны практически совпадающие отчетливо выраженные локальные максимумы. Различается конфигурация и площадь пятен загрязнения.



Р и с. 3. Концентрация ОРОВ (слева) и ОБВ (справа) в придонном слое в зонах дампинга: *a* – свалка у м. Хрони, май 2012 г.; *b* – свалка у косы Чушка, октябрь 2013 г.; *c* – свалка к югу от о. Тузла, май 2005 г.

Fig. 3. CDOM (left) and TSM (right) concentrations in the bottom layer of dumping zones: *a* – landfill near Khroni Cape, May 2012; *b* – landfill near Chushka Spit, October 2013; *c* – landfill south of Tuzla Island, May 2005

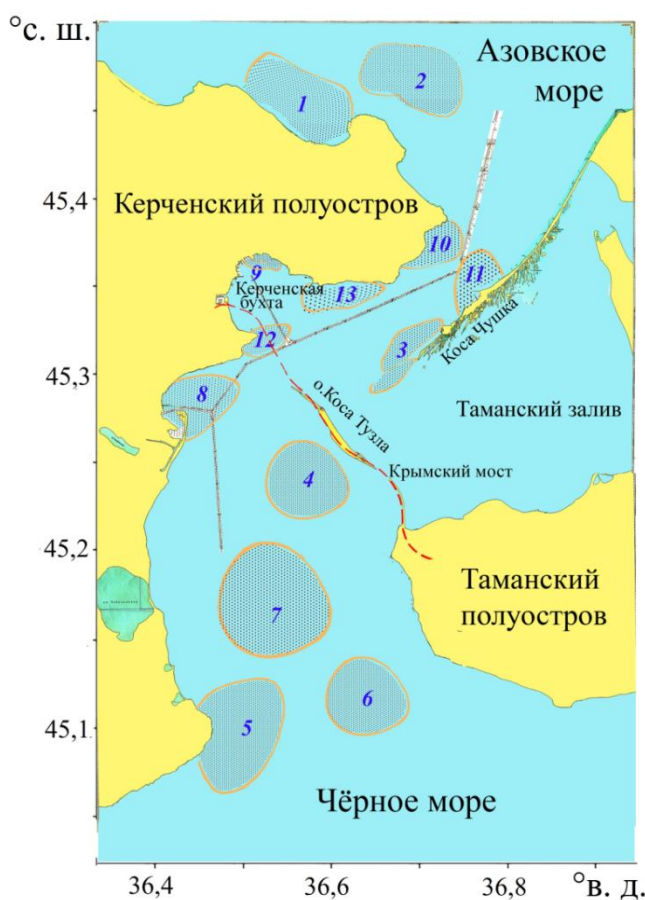
Подобие вертикальной структуры, характеристик эмпирического распределения концентрации (рис. 2) и совпадение локаций (рис. 3, 4) – доказательство того, что анализируемые «неприродные» структуры формируются под воздействием сходных антропогенных факторов и объектов, загрязняющих водное пространство.



Р и с. 4. Концентрация ОРОВ и ОВВ на загрязненных участках исследуемой акватории: участок у очистных сооружений, поверхностный слой, май 2007 г. (а); Керченская бухта, горизонт 3 м, май 2005 г. (b); площадка рейдовой перевалки грузов, придонный слой, сентябрь 2008 г. (с); действующая грунтовая свалка, придонный слой, июнь 2012 г. (d)

F i g. 4. CDOM and TSM concentrations in the polluted areas of the region under study: near treatment facilities, surface layer, May 2007 (a); Kerch Bay, the 3 m horizon, May 2005 (b); roadstead cargo handling site, bottom layer, September 2008 (c); operating landfill, bottom layer, June 2012 (d)

Линзы вод, содержащие ОРОВ и ОВВ антропогенного происхождения, были обнаружены во всей акватории Керченского пролива и в предпроливных областях. Они картированы и в виде пронумерованных пятен показаны на рис. 5, а приведенная на рис. 6 схема расположения основных объектов промышленно-хозяйственной деятельности региона позволяет определить источники, загрязняющие каждый из выявленных участков.



Р и с. 5. Линзы вод с содержанием ОРОВ и ОБВ антропогенного происхождения
Fig. 5. Water lenses containing CDOM and TSM of anthropogenic origin

Из всех обнаруженных нами выделено 13 наиболее выраженных и масштабных (горизонтальный линейный размер 1–6 миль) линз, загрязненных ОРОВ и ОБВ (рис. 5).

Линза 1 находится у побережья азовского предпролива, в районе Бондаренковских канализационных очистных сооружений сточных хозяйственно-бытовых вод г. Керчь. Здесь максимальная концентрация ОРОВ (26 *QSU*) примерно в два раза превышала фоновое содержание (14 *QSU*), максимальная концентрация ОБВ (8,8 мг/л) была выше фонового содержания (2,8 мг/л) примерно в три раза (рис. 4, а; 5, 6).

Линзы 2–5 расположены на участках грунтовых свалок (рис. 3; 4, d; 5, 6). Известно, что грунтовые свалки (зоны дампинга изъятых при дноуглубительных работах грунта) наносят урон, и часто серьезный, как живой, так и неживой природе. Их негативное воздействие на экологию моря активно исследуется мороведами различных стран. Всевозможные аспекты этой проблемы освещены в современной литературе (см., напр., [13–16]), а влияние действующей грунтовой свалки в районе м. Такиль как загрязнителя вод Керченского пролива и смежного участка Черного моря исследовано авторами работы [17].



Р и с. 6. Основные объекты, загрязняющие водную среду региона
F i g. 6. Main objects polluting aquatic environment of the region

Нам удалось выполнить микросъемки на участках четырех из семи известных грунтовых свалок региона (рис. 3; 4, *d*) и, в частности, в районе двух самых «старых», закрытых еще в 70-е гг. прошлого столетия, свалок, которые расположены к северо-востоку от м. Хрони и южнее о. Тузла. Несмотря на то что с момента последнего дампинга грунта на эти участки прошли десятки лет, в придонном слое указанных свалок сохранился негативный для природы след в виде локальных максимумов концентрации ОРОВ и ОБВ.

Так, в районе свалки у м. Хрони наблюдался максимум концентрации ОРОВ (60 *QSU*) на фоне 10 *QSU* и максимум концентрации ОБВ (43 мг/л) на фоне 25 мг/л (рис. 3, *a*). В области закрытой грунтовой свалки у южной оконечности косы Чушка нами был зафиксирован локальный максимум концентрации ОРОВ (65 *QSU*) на фоне 15 *QSU* и локальный максимум концентрации ОБВ (46 мг/л) на фоне 28 мг/л (рис. 3, *b*). Над свалкой к югу от о. Тузла соответствующие концентрации составили 50 и 15 *QSU*, 30 и 18 мг/л (рис. 3, *c*).

Интересно отметить, что максимум концентрации ОРОВ в рассматриваемых закрытых свалках превышал фоновое содержание в 3–6 раз, тогда как в поле концентрации ОБВ это соотношение было заметно меньше и составляло 2. Возможно, это свидетельство того, что ОРОВ в анализируемой ситуации – более чувствительный показатель загрязнения вод по сравнению с ОБВ.

Согласно мнению авторов работы [18], как в местах дноуглубления, так и на участках сброса изъятых грунтов негативные для природы последствия могут наблюдаться в течение длительного времени после прекращения дноуглубления и дампинга.

Линзы 6, 7 были выявлены на участках акватории, соответствующих двум пунктам рейдовой перевалки грузов (рис. 4, с; 5, 6).

Микросъемки, проведенные ЮгНИРО и МГИ в районе западного пункта рейдовой перегрузки (площадка 451) в течение 1997–2008 гг., показали следующее. Данный пункт представляет собой постоянно действующий источник антропогенной взвеси во всей толще вод. В маловетренную погоду концентрация ОБВ на этом участке в 1,5–3 раза превосходит фоновую, а горизонтальный размер линзы загрязненных вод оценивается примерно в одну милю. В условиях свежего южного ветра линза вытягивалась в меридиональном направлении до 6 миль, а концентрация ОБВ в 5–6 раз превышала фон. Здесь также отмечено присутствие ОРОВ антропогенной природы, концентрация которого у дна достигала 45–52 *QSU* при фоновом значении 22 *QSU* (рис. 4, с).

Линза 8 соответствует участку загрязненной акватории у входа в Камыш-Бурунскую бухту, где находятся порты завода «Залив» и железорудного комбината. На этом участке ОРОВ и ОБВ антропогенной природы отмечались по результатам всех крупномасштабных съемок (рис. 5, 6).

Линза 9 обнаружена нами в прибрежной западной части Керченской бухты, где функционировали три расположенных рядом объекта – Керченский морской рыбный порт, содовый терминал и Керченский морской торговый порт (рис. 5, 6).

У западного берега Керченской бухты, между торговым и рыбным портами г. Керчь, расположен содовый терминал, который был введен в эксплуатацию в конце прошлого столетия и никогда не исследовался в качестве источника загрязнения водной среды. Этот объект как источник загрязнения вод был обнаружен нами на основе визуальных наблюдений: практически каждый раз в ходе съемок в Керченской бухте в районе содового терминала на поверхности моря отмечалось матовое пятно. Единичные зондирования на данном участке фиксировали локальный максимум концентрации ОРОВ и ОБВ в поверхностном слое, а профили этих величин имели форму, типичную для загрязненных участков.

Впадающие в западную часть Керченской бухты небольшие загрязненные реки Мелек-Чесме, Булганак, Джарджава также представляют собой достаточно серьезные объекты антропогенного воздействия на водную среду. Проявление их стока в полях концентрации ОРОВ рассмотрено в работе [2].

Со стоком реки Булганак, которая протекает по промышленному району г. Керчь и впадает в акваторию Керченского морского торгового порта, мы связываем загрязнение портовой и припортовой акваторий антропогенным ОРОВ. Так, в припортовой акватории в русле подходного судоходного канала нами была зафиксирована максимальная для всего рассматриваемого региона концентрация ОРОВ, 210–250 *QSU* [19].

Линзы 10 и 11, которые расположены в районе паромной переправы, на подходах к портам «Крым» и «Кавказ» (рис. 5, 6), наблюдались в полях концентрации обеих анализируемых величин по результатам всех съемок акватории северной узкости Керченского пролива. Нами также отмечено заметное увеличение фонового содержания ОВВ (до ~10 мг/л) в этой узкости в периоды интенсивной работы керченской паромной переправы.

Линза 12 была обнаружена нами у м. Белый (юго-восточная часть Керченской бухты), в районе нефтяного терминала (рис. 4, *b*; 5, 6). Она проявлялась во всей толще вод. Горизонтальный масштаб этого образования составлял ~3–4 мили. Максимум концентрации ОРОВ 70 *QSU* и ОВВ 23 мг/л при фоновых значениях 30 *QSU* и 13 мг/л соответственно наблюдался на горизонте 3 м.

Наиболее масштабная линза 13, зафиксированная нами в северной части Керченской бухты, была вынесена в пролив из Азовского моря. Ее происхождение и структура полей концентрации ОРОВ, ОВВ и растворенных нефтепродуктов детально рассмотрены в работе [20] (рис. 4, *b*; 5, 6).

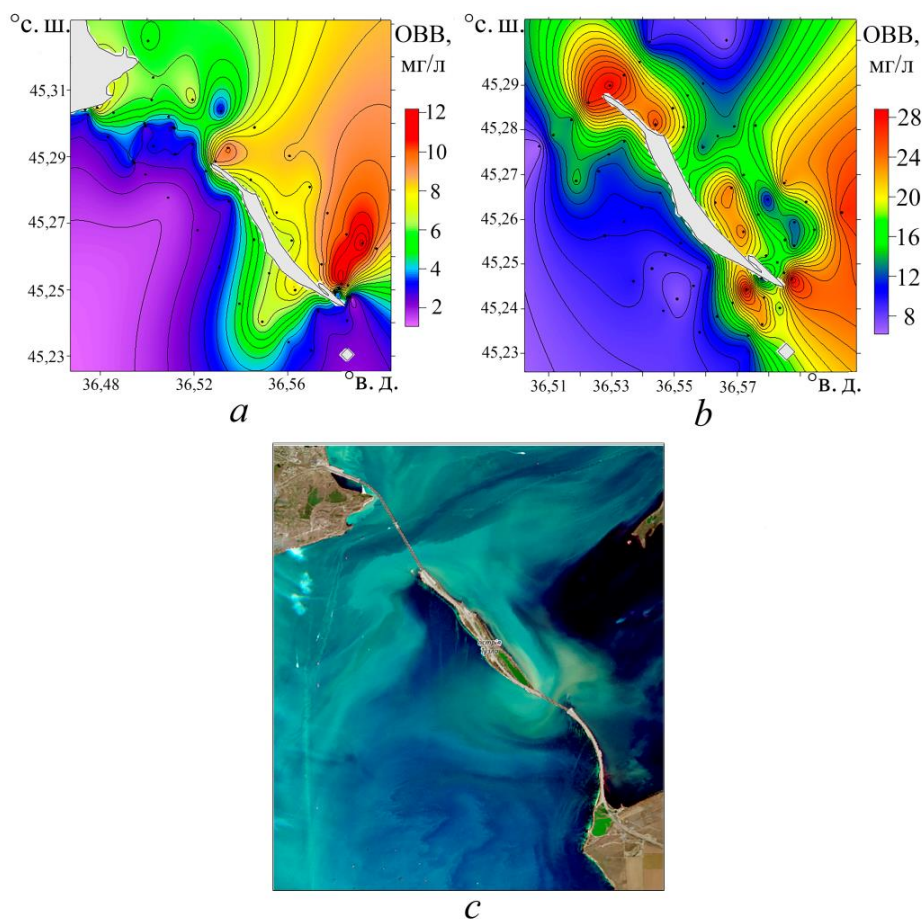
Общая площадь линз, содержащих ОРОВ и ОВВ антропогенной природы, оказалась равной ~10–15% от площади водного зеркала пролива, что указывает на существенную антропогенную нагрузку на водную среду региона.

Серьезный антропогенный источник ОВВ возник в Керченском проливе вследствие построенной осенью 2003 г. тузлинской дамбы и последующего искусственного углубления дна в образовавшейся промоине (рис. 6). Это привело к обвалу восточной части острова [21] и обеспечило поступление в водную среду огромного количества взвеси в результате интенсивной эрозии берега и дна. Влияние указанного источника распространилось на значительную часть акватории пролива.

По данным ЮгНИРО и сообщениям Гидрографической службы, в течение первых лет после окончания строительства дамбы в Керченском проливе наблюдалась резкая интенсификация системы течений и потоков взвеси, активизировались процессы заносимости бухт, портов, припортовых акваторий, судоходных каналов. Примерно через 5–10 лет, прошедших после окончания строительства дамбы, когда морфометрические характеристики берега и дна о. Тузла более или менее стабилизировались, тузлинская промоина оставалась весомым источником ОВВ. Даже при слабом и умеренном ветре концентрация ОВВ в районе острова в разы и на порядок превосходила фоновые значения (рис. 7, *a*, *b*). Тогда, как до строительства дамбы, воды в этой части пролива отличались максимальной прозрачностью и, согласно результатам многолетних гидрохимических исследований [1], были наиболее чистыми в регионе и соответствовали классу II качества морских вод.

Несмотря на значительно возросшую концентрацию ОВВ, обусловленную влиянием дамбы, в концентрации ОРОВ в районе о. Тузла не было выявлено антропогенной составляющей в поле этого вещества. То есть тузлинская промоина в отличие от всех рассмотренных выше объектов антропогенной нагрузки не представляла собой источник антропогенного ОРОВ.

К наиболее мощным источникам (видам деятельности), загрязняющим воды океанов, морей, эстуарийных зон, относят судоходство и дноуглубление с последующим дампингом изъятых грунтов [22–25]. Ниже приведены сведения, которые подтверждают данное положение для исследуемого региона.



Р и с. 7. Распределение концентрации ОБВ в поверхностном слое вод в районе о. Тузла при слабом и умеренном южном ветре в апреле 2008 г. – *a* и в апреле 2009 г. – *b*; спутниковый снимок района о. Тузла от 5 октября 2020 г. (спутник *Sentinel-2 L2A* (4, 3, 2)) – *c*

Fig. 7. Distribution of TSM, concentration in the sea surface layer in the region of Tuzla Island during weak and moderate south wind in April 2008 – *a*, and in April 2009 – *b*; satellite image of the Tuzla Island area on October 05, 2020 (*Sentinel-2 L2A* (4, 3, 2)) – *c*

Так, отобранные пробы воды из кильватерного следа движущихся по суходоходным каналам крупнотоннажных (30–40 тыс. т) океанских судов содержали до 270–300 мг/л ОБВ (на два порядка выше фона) – максимум концентрации этого вещества за все время экспедиционных исследований. Согласно визуальным наблюдениям, в нем всплывали и погружались комья грунта, фрагменты промышленного снаряжения (разломанные кухтыли, канаты, куски дели, обломки деревьев и досок, вырванная с корнем трава, мусор различного вида, в том числе пластиковый).

Кильватерный след крупнотоннажных судов – мощный турбулизованный поток, который расширяется за движущимся судном и быстро распространяется к берегам пролива, взмучивая значительную часть его акватории. К тому же кроме крупнотоннажных в Керченском проливе постоянно перемещаются десятки меньших судов различного типа и назначения.

В результате дноуглубительных работ (вторых по значимости после судоходства) в Керченском морском торговом порту, которые проводились летом 2000 г. [19], наблюдался значительный рост концентрации ОВВ (210–260 мг/л) в портовой и прилегающей акваториях.

Исходя из приведенной выше характеристики источников загрязнения вод пролива ОРОВ и ОВВ антропогенной природы, а также результатов исследования загрязнения его акватории, полученных ранее в работах [1–5], по степени значимости их можно представить в следующей последовательности: основные источники загрязнения, связанные с эксплуатацией флота и объектов обеспечивающей инфраструктуры, судоходство и судоходные каналы; дноуглубительные работы и дампинг изъятых грунтов; порты, площадки рейдовой перегрузки, грузовые терминалы, грунтовые свалки, а также загрязненные воды Азовского моря, тузлинская промоина, очистные сооружения г. Керчь, выпадающие в пролив загрязненные реки.

Сравнение полученного нами результата с известными исследованиями загрязнения вод региона показало хорошее сходство. Практически все линзы, содержащие ОРОВ и ОВВ антропогенной природы, соответствуют загрязненным участкам, которые были выявлены и изучались в рамках многолетнего мониторинга ЮгНИРО [2].

Исключение составили три (не обнаруженных нами вследствие отсутствия данных) участка и соответствующих объекта загрязнения, которые расположены в районе Таманского п-ова, – дамба, нефтяной терминал и порт Тамань (рис. 6). Эти объекты как источники загрязнения вод и грунтов пролива исследованы ЮгНИРО [2], а порт Тамань – ИО РАН [5]. В частности, анализируя распространение взвеси, генерируемой в процессе углубления дна портовой акватории и последующего дампинга изъятых грунтов в море, авторы работы [5] определили эти виды деятельности в качестве наиболее мощного источника, загрязняющего антропогенным взвешенным веществом южную часть Керченского пролива и черноморское предпроливье.

Заключение

На основе анализа данных экспедиций, проведенных в 2001–2014 гг., рассмотрена структура полей концентрации ОРОВ и ОВВ антропогенной природы в Керченском проливе.

Показано, что анализируемые вещества локализованы в виде отдельных линз с повышенной относительно фона концентрацией. Распределение ОРОВ(z) и ОВВ(z) имеет характерную интрузионную форму в отличие от гладких профилей этих величин в незагрязненных водах. Диаграммы эмпирического распределения концентрации этих веществ в верхнем слое вод подобны. Они одномодальны, правоасимметричны и имеют примерно одинаковую повторяемость моды.

Сходство структурных признаков антропогенных полей концентрации ОРОВ и ОВВ, а также эмпирического распределения концентрации этих веществ и совпадение локаций – доказательство того, что анализируемые образования формируются под воздействием сходных антропогенных факторов и объектов, загрязняющих воды пролива.

Всего нами обнаружено 13 линз с горизонтальным масштабом 1–6 миль, содержащих ОРОВ и ОБВ антропогенной природы, общей площадью 10–15% от площади водного зеркала пролива. Также определены их источники – объекты и виды хозяйственно-промышленной деятельности.

Отдельно рассмотрен новообразованный источник антропогенной взвеси – тузлинская промоина. Показано, что в отличие от всех рассмотренных объектов антропогенной нагрузки тузлинская промоина не представляла собой источник антропогенного ОРОВ. В течение первых лет после окончания строительства дамбы антропогенная взвесь из промоины распространялась на значительную часть акватории пролива, что вызвало интенсификацию процессов заносимости бухт, судоходных каналов, припортовых акваторий, портов. По прошествии 5–10 лет после ее возникновения промоина оставалась серьезным источником антропогенной взвеси, обеспечивая концентрацию ОБВ в районе Тузлы на порядок выше окружающего фона.

Установлено, что источники загрязнения исследуемой акватории в основном связаны с эксплуатацией флота и объектов обеспечивающей инфраструктуры. Это судоходство и судоходные каналы; дноуглубительные работы и дам্পинг изъятых грунтов; порты, площадки рейдовой перегрузки, грузовые терминалы; грунтовые свалки. Кроме этих источников также выделены проникающие в Керченский пролив загрязненные воды Азовского моря, тузлинская промоина, очистные сооружения г. Керчь, сток впадающих в Керченскую бухту загрязненных рек.

Сравнение полученного результата с известными исследованиями загрязнения вод региона показало хорошее сходство. Практически все выявленные нами линзы антропогенной природы соответствуют загрязненным участкам, которые были определены и изучались сотрудниками ЮгНИРО на основе гидрохимического анализа в рамках многолетнего мониторинга.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрохимический режим и загрязнение вод Керченского пролива в 1979–2009 гг. / С. А. Шибаева [и др.] // Морський екологічний журнал. 2011. Т. 10, № 4. С. 77–87. EDN SZIOMR.
2. Основные объекты антропогенного воздействия на водную среду Керченского пролива по данным многолетних гидрооптических и гидрохимических исследований / П. Д. Ломакин [и др.] // Системы контроля окружающей среды. 2020. № 4. С. 75–85. EDN DEWBGD. <https://doi.org/10.33075/2220-5861-2020-4-75-85>
3. Котельянец Е. А., Коновалов С. К. Тяжелые металлы в донных отложениях Керченского пролива // Морской гидрофизический журнал. 2012. № 4. С. 50–60. EDN TMJXGF.
4. Оценка загрязнения Керченского пролива и прилегающей акватории Черного моря по данным натурных измерений 2019–2020 гг. / П. О. Завьялов [и др.] // Океанология. 2022. Т. 62, № 2. С. 194–203. EDN YHPEHI. <https://doi.org/10.31857/S0030157422020174>
5. Керченский пролив и его техногенное загрязнение: возможности оптического и радиолокационного дистанционного зондирования / А. Ю. Иванов [и др.] // Экология и промышленность России. 2021. Т. 25, № 8. С. 21–27. EDN UXJJIL. <https://doi.org/10.18412/1816-0395-2021-8-21-27>
6. Eisma D. Suspended Matter in the Aquatic Environment. Berlin, Heidelberg : Springer, 2011. 315 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-77722-6>

7. Spatial and temporal variability of absorption by dissolved material at a continental shelf / E. Boss [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2001. Vol. 106, iss. C5. P. 9499–9507. <https://doi.org/10.1029/2000jc900008>
8. Fluorescence properties of dissolved organic matter in coastal Mediterranean waters influenced by a municipal sewage effluent (Bay of Marseilles, France) / M. Tedetti [et al.] // *Environmental Chemistry*. 2012. Vol. 9, iss. 5. P. 438–449. <https://doi.org/10.1071/en12081>
9. High-frequency in situ optical measurements during a storm event: Assessing relationships between dissolved organic matter, sediment concentrations, and hydrologic processes / J. F. Sarceno [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. 2009. Vol. 114, iss. G4. G00F09. <https://doi.org/doi:10.1029/2009JG000989>
10. Seeing the light: The effects of particles, dissolved materials, and temperature on in situ measurements of DOM fluorescence in rivers and streams / B. D. Downing [et al.] // *Limnology and Oceanography: Methods*. 2012. Vol. 10, iss. 10. P. 767–775. <https://doi.org/10.4319/lom.2012.10.767>
11. Пугач С. П., Пунко И. И. Динамика растворенного окрашенного органического вещества на шельфе Восточно-Сибирского моря // *Доклады Академии наук*. 2012. Т. 447, № 6. С. 671. EDN PNSDQJ.
12. Chapman P. M., Hayward A., Faithful J. Total Suspended Solids Effects on Freshwater Lake Biota Other than Fish // *Bulletin of Environmental Contamination and Toxicology*. 2017. Vol. 99, iss. 5. P. 423–427. <https://doi.org/10.1007/s00128-017-2154-y>
13. Environmental impact and recovery at two dumping sites for dredged material in the North Sea / J. Stronkhorst [et al.] // *Environmental Pollution*. 2003. Vol. 124, iss.1. P. 17–31. [https://doi.org/10.1016/S0269-7491\(02\)00430-X](https://doi.org/10.1016/S0269-7491(02)00430-X)
14. Effects of long-term dumping of harbor-dredged material on macrozoobenthos at four disposal sites along the Emilia-Romagna coast (Northern Adriatic Sea, Italy) / R. Simonini [et al.] // *Marine Pollution Bulletin*. 2005. Vol. 50, iss. 12. P. 1595–1605. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2005.06.031>
15. Ecological evaluation of an experimental beneficial use scheme for dredged sediment disposal in shallow tidal waters / D. van der Wal [et al.] // *Marine Pollution Bulletin*. 2011. Vol. 62, iss. 1. P. 99–108. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2010.09.005>
16. Impact of dredged-material disposal on soft-bottom communities in a recurrent marine dumping area near to Guadalquivir estuary, Spain / I. Donázar-Aramendía [et al.] // *Marine Environmental Research*. 2018. Vol. 139. P. 64–78. <https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2018.05.010>
17. Петренко О. А., Себех Л. К., Фацук Д. Я. Некоторые экологические последствия дампинга в Черном море грунтов, извлеченных при дноуглублении в Керченском проливе // *Водные ресурсы*. 2002. Т. 29, № 5. С. 622–635. EDN VOPYGT.
18. Tri D. Q., Kandasamy J., Don N. C. Quantitative Assessment of the Environmental Impacts of Dredging and Dumping Activities at Sea // *Applied Sciences*. 2019. Vol. 9, iss. 8. 1703. <https://doi.org/10.3390/app9081703>
19. Ломакин П. Д. Влияние дноуглубительных работ и грунтовых свалок на экологическую ситуацию в Керченском проливе // *Морской гидрофизический журнал*. 2019. Т. 35, № 2. С. 160–170. EDN XGVGAJ. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2019-2-160-170>
20. Гидрологические условия и характеристика загрязнения вод Керченского пролива в мае 2005 г. по данным контактных измерений и спутниковых наблюдений / П. Д. Ломакин [и др.] // *Исследование Земли из космоса*. 2006. № 4. С. 27–34. EDN HUZYLH.
21. Степаняк Ю. Д., Баширцева Е. В. Морфология и литодинамики о. Коса Тузла по данным дистанционных наблюдений // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2009. № 20. С.100–107. EDN XCIVOV.
22. Zhang C., Yang J.-q. Prevention and control of ship-source pollution in the Arctic shipping routes: challenges and countermeasures // *Environmental Science and Pollution Research*. 2024. Vol. 31, iss. 28. P. 40436–40444. <https://doi.org/10.1007/s11356-023-30817-w>

23. *Fan L., Yang H., Zhang X.* Targeting the Effectiveness Assessment of the Emission Control Policies on the Shipping Industry // Sustainability. 2024. Vol. 16, iss. 6. 2465. <https://doi.org/10.3390/su16062465>
24. Dredging and Mining Operations, Management, and Environmental Impacts / H. A. Aziz [et al.] // Industrial Waste Engineering. Handbook of Environmental Engineering / Eds. L. K. Wang, M. S. Wang, Y. T. Hung. Cham : Springer, 2023. P. 333–396. (Handbook of Environmental Engineering Series ; vol. 28). https://doi.org/10.1007/978-3-031-46747-9_8
25. *Wang X. H.* Dynamic Response of Coasts and Estuaries to Human Impacts. Problems and Solutions. Cham : Springer Nature, 2024. 118 p. (Coastal Research Library Series ; vol. 40).

Об авторах:

Ломакин Павел Демьянович, ведущий научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор географических наук, профессор, **ResearcherID: V-7761-2017**, **Scopus Author ID: 6701439810**, **SPIN-код: 5419-9884**, p_lomakin@mail.ru

Чепыженко Анна Алексеевна, младший научный сотрудник, отдел дистанционных методов исследования, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0002-0789-4719**, **WOS ResearcherID: F-9651-2014**, **Scopus Author ID: 56536937200**, **SPIN-код: 4231-8711**, annachep87@yandex.ru

Чепыженко Алексей Ильич, старший научный сотрудник, отдел гидрофизики шельфа, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат технических наук, старший научный сотрудник, **ORCID ID: 0000-0002-6763-7140**, **WOS ResearcherID: AAG-7929-2020**, **Scopus Author ID: 6504344211**, **SPIN-код: 3599-9653**, ecodevice@yandex.ru

Влияние прилива на гидрологические условия вблизи пролива Лаперуза по данным инструментальных измерений

Г. В. Шевченко^{1, 2, ✉}, В. Е. Марыжихин¹

¹ Сахалинский филиал ГНЦ РФ ФГБНУ ВНИРО («СахНИРО»), Южно-Сахалинск, Россия

² Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия
✉ Shevchenko_zhora@mail.ru

Поступила в редакцию 13.01.2025; одобрена после рецензирования 20.02.2025;
принята к публикации 15.05.2025.

Аннотация

Цель. Изучено влияние залива охотоморской воды через пролив Лаперуза, формирующегося в теплый период года под влиянием приливов, на гидрологические условия у западного берега полуострова Крильон (Юго-Западный Сахалин).

Методы и результаты. Материалом послужили данные инструментальных измерений скорости морских течений, колебаний уровня моря, температуры и солёности морской воды в районе устья реки Горбуши в мае – октябре 2024 г. Использовались также результаты океанологических съёмок, выполненных в прибрежной зоне (до изобаты 20 м) на поперечных берегу разрезах. Привлекались данные измерений скорости течений, температуры и солёности воды на АБС «Астарт» в центральной части пролива Лаперуза (май – июнь 1999 г.) и метеорологических наблюдений на метеостанции Невельск (май – октябрь 2024 г.). На фоне суточных колебаний выявлена полумесячная цикличность интрузии охотоморских вод: 10–11-суточная фаза усиленного поступления на шельф Юго-Западного Сахалина в периоды тропических приливов и 3–4-суточное резкое ослабление во время экваториальных. Применялись стандартные методы статистического и гармонического анализа данных наблюдений.

Выводы. Акватория у западного побережья полуострова Крильон находится под значительным влиянием охотоморской воды, поступающей в данный район из пролива Лаперуза благодаря сильным суточным приливным течениям. Суточные колебания температуры могут достигать 10 °С, а солёности 2 ЕПС. Неожиданным результатом исследования было выявление не только меньшей солёности, но и более высокой температуры охотоморских вод по сравнению с водами Западно-Сахалинского течения, распространяющегося в южном направлении вдоль юго-западного побережья Сахалина.

Ключевые слова: пролив Лаперуза, водообмен, пояс холодной воды, температура морской воды, солёность, течение, прилив, Западно-Сахалинское течение

Благодарности: авторы выражают благодарность коллективу лаборатории гидробиологии и д. б. н. В. С. Лабаю, в. н. с. лаборатории лососевых рыб, за помощь в сборе материалов наблюдений и подготовку части иллюстраций (рисунки 7–9). Работа выполнена в рамках задания на выполнение НИОКР Сахалинского филиала ФГБНУ «ВНИРО» («СахНИРО»): часть II, раздел 7 государственного задания ФГБНУ «ВНИРО» 076-00001-24-01.

Для цитирования: Шевченко Г. В., Марыжихин В. Е. Влияние прилива на гидрологические условия вблизи пролива Лаперуза по данным инструментальных измерений // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 4. С. 484–500. EDN XKGRIG.

Impact of Tide on Hydrological Conditions near the La Perouse Strait Based on Instrumental Measurements

G. V. Shevchenko ^{1, 2, ✉}, V. E. Maryzhikhin ¹

¹ Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography,
Sakhalin Branch of VNIRO (SakhNIRO), 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 work is purposed at studying the effect of the Okhotsk Sea water inflow (through the La Perouse Strait) formed under the impact of tides during a warm period upon the hydrological conditions off the western coast of the Krillon Peninsula (Southwestern Sakhalin).

Methods and Results. The material for investigation is formed of the instrumental measurement data on sea current velocities, sea level fluctuations, and seawater temperature and salinity near the Gorbusha River mouth obtained in May – October 2024. The results of oceanographic surveys performed in the coastal zone (up to the 20 m isobath) on the sections transverse to the coast were also used. Besides, the data on current velocities, and water temperature and salinity obtained at the autonomous buoy station “Astarta” located in the central part of the La Perouse Strait (May – June 1999), as well as the data of meteorological observations performed at the Nevelsk weather station (May – October 2024) were engaged. Against the background of diurnal fluctuations, a semi-month cyclicality of the Okhotsk Sea water intrusion was revealed: a 10–11-day phase of the increased inflow to the Southwest Sakhalin shelf during the periods of tropical tides, and its 3–4-day sharp weakening during the equatorial tides. The standard methods of statistical and harmonic analysis of observation data were applied.

Conclusions. The area off the western coast of Krillon Peninsula is significantly affected by the Okhotsk Sea water entering there from the La Perouse Strait due to strong diurnal tidal currents. The diurnal temperature fluctuations can reach 10 °C, and those of salinity – 2 psu. An unexpected result of the investigation became the revealing of not only lower salinity, but also higher temperature of the Sea of Okhotsk waters as compared to those of the West Sakhalin Current which spreads southward along the Sakhalin southwestern coast.

Keywords: La Perouse Strait, water exchange, cold water belt, seawater temperature, salinity, current, tide, West Sakhalin current

Acknowledgements: The authors are grateful to the staff of Hydrobiology Laboratory and the leading researcher of Salmon Fish Laboratory, Dr. Sci. (Biol.) V. S. Labay, for their assistance in collecting observational materials and preparing certain illustrations (Fig. 7–9). The study was carried out within the framework of assignment for implementation of NIOKR of the Sakhalin branch of FSBSI “VNIRO” (“SakhNIRO”): part II, section 7 of state assignment of FSBSI “VNIRO” 076-00001-24-01.

For citation: Shevchenko, G.V. and Maryzhikhin, V.E., 2025. Impact of Tide on Hydrological Conditions near the La Perouse Strait Based on Instrumental Measurements. *Physical Oceanography*, 32(4), pp. 508-523.

Введение

Водообмен через пролив Лаперуза (в данной работе мы понимаем под этим термином пролив между юго-западной оконечностью о. Сахалин – м. Крильон и самой северной точкой о. Хоккайдо, Япония, – м. Соя) играет важную роль в формировании гидрологического режима прилегающих к нему акваторий Японского и Охотского морей. В теплый период года через него поступает теплая соленая япономорская вода (отсюда берет начало течение Соя, которое является охотоморской ветвью теплого Цусимского течения), в холодный – вдоль западного побережья п-ова Крильон наблюдается заток охотоморской воды, характеризующейся более низкими значениями температуры и солености по сравнению с япономорскими водами [1].

На эти процессы водообмена через пролив, для которых характерна значимая сезонная изменчивость, существенное влияние оказывают приливные течения, скорости которых достигают в проливе аномально высоких показателей (до 3 узлов [2–4]). В работе [5] в результате анализа данных измерений температуры морской воды, полученных путем закрепления измерителя на ставной невод в районе м. Кузнецова, были выявлены значительные колебания этого параметра, обусловленные приливами. В указанной работе, так же как и в [6], была установлена зависимость размеров пояса холодной воды у западного побережья п-ова Крильон (иногда именуемого «пятном Макарова» в честь известного русского флотоводца и океанографа, впервые описавшего механизм его формирования) от прилива, в частности увеличение размеров этого пояса при тропических приливах и уменьшение при экваториальных. Для районов с преобладанием суточных приливов полумесячные вариации величины колебаний уровня связаны не с взаимным положением Луны и Солнца, как при сизигии и квадратуре, а с увеличением склонения Луны при ее положении в районе тропиков и уменьшением при ее прохождении через экватор.

Однако конкретные пути распространения охотоморской воды вдоль юго-западного побережья о. Сахалин под влиянием прилива, ее характеристики и отличия от окружающей япономорской воды до настоящего времени не были описаны. Внести ясность в некоторые вопросы позволили инструментальные измерения скорости морских течений, температуры и солености воды, проводившиеся Сахалинским филиалом ВНИРО в мае – октябре 2024 г. вблизи устья р. Горбуши, расположенного примерно в 10 км к северу от упомянутого выше м. Кузнецова и в 30 км от пролива Лаперуза (рис. 1).

Таким образом, целью работы было изучить влияние залива охотоморской воды через пролив Лаперуза, формирующегося в теплый период года под влиянием приливов, на гидрологические условия у западного берега п-ова Крильон (Юго-Западный Сахалин).

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

- проанализировать материалы инструментальных измерений колебаний уровня моря и скорости морских течений в районе устья р. Горбуши (западное побережье п-ова Крильон), определить роль приливной составляющей в их изменчивости;

- исследовать вариации температуры и солености при отливе и приливе по данным инструментальных измерений и прибрежных океанологических съемок, выявить роль охотоморской воды в формировании гидрологических условий в этом районе;

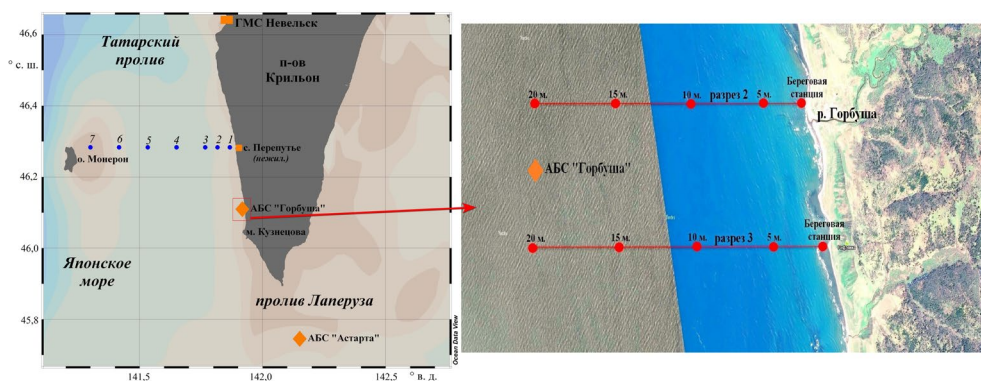


Рис. 1. Карта исследуемого района. Ромбами отмечено положение автономных буйковых станций, точками показаны станции стандартного океанологического разреза с. Перепутье – о. Монерон (слева) и прибрежных разрезов 2 и 3 (справа)

Fig. 1. Map of the area under study. Diamonds denote the autonomous buoy station locations, dots – the stations of standard oceanographic section village Pereputye – Moneron Island (on the left) and coastal sections 2 and 3 (on the right)

- по данным выполненных ранее инструментальных измерений, идентифицировать проявление охотоморской воды в проливе Лаперуза во время прилива и сравнить характерные для нее температуру и соленость с океанологическими параметрами морской воды у западного побережья п-ова Крильон;
- определить термогалинные характеристики воды Западно-Сахалинского течения (ЗСТ) и сравнить их с термогалинными характеристиками охотоморской воды, поступающей во время прилива на юго-западный шельф о. Сахалин.

Материалы наблюдений и методы анализа

Основными материалами для данной работы послужили записи векторов скорости морских течений, придонного гидростатического давления (колебаний уровня моря), а также температуры и солености морской воды, полученные в результате постановки автономной буйковой станции (АБС) «Горбуша» в районе устья р. Горбуши (координаты: $46^{\circ}07'$ с. ш. и $141^{\circ}54'$ в. д., место постановки указано на рис. 1). Глубина моря в точке постановки составляла около 20 м, измерительная аппаратура находилась в придонном слое на горизонте около 18 м. Станция была выставлена с борта моторной лодки 14 мая и поднята 18 октября 2024 г. Таким образом, наблюдениями был охвачен почти весь теплый сезон. АБС включала доплеровский акустический измеритель скорости течений *Argonaut MD*, совмещенный с гидрологическим мини-зондом *SeaBird*. Регистрация гидрофизических параметров осуществлялась ежечасно, длина полученных рядов составила 3765 отсчетов.

Гармонические постоянные амплитуды и фазы главных приливных волн (четырех суточного Q_1 , O_1 , P_1 , K_1 и четырех полусуточного диапазона N_2 , M_2 , S_2 и K_2) вычислялись методом наименьших квадратов [7]. Продолжительность ряда позволяла вычислить параметры всех гармоник непосредственно, не прибегая к помощи поправок. Аналогичная процедура проводилась и для проек-

ций измеренных векторов скорости течения на параллель и на меридиан. Непериодические составляющие колебаний уровня и течений определялись путем вычитания из исходных рядов колебаний уровня (или проекций скорости течений) предвычисленного прилива. Приливные, непериодические и суммарные колебания анализировались стандартными статистическими методами.

Помимо этого, привлекались данные инструментальных измерений скорости течений, а также температуры и солёности морской воды, полученные в центральной части пролива Лаперуза в 1999 г. в результате постановки АБС «Астарта», включавшей два измерителя *AADERAA RCM-4*, установленных на горизонтах 15 и 45 м. Место постановки станции также указано на рис. 1. Эти материалы уже анализировались ранее [3, 8], однако в указанных работах солёность не изучалась. В данной работе вариациям этого параметра (точнее, синхронных вариациям температуры и солёности) уделялось существенное внимание, обусловленное необходимостью сравнения термогалинных характеристик охотоморской воды в районе устья р. Горбуши с параметрами морской воды в проливе Лаперуза. Рассматривались данные ежечасных измерений на горизонте 15 м за период с 1 мая по 15 июля 1999 г.

Для изучения особенностей структуры вод в изучаемом районе были выполнены океанологические зондирования на прибрежном участке на четырех поперечных берегу разрезах (от берега до изобаты 20 м, расстояние от уреза воды около 2,4 км). Измерения проводились портативным зондом *ACTD-CMP* с борта моторной лодки. Построение вертикальных разрезов осуществлялось при помощи программы *Surfer*. Ниже рассмотрены результаты исследований на двух разрезах (2 и 3), расположенных ближе к устью р. Горбуши (см. рис. 1).

Для определения метеорологических условий в период проведения измерений привлекались данные наблюдений на береговой метеостанции в г. Невельск за май – октябрь 2024 г. (данные были взяты с сайта открытого доступа www.rp5.ru). Эта станция находилась примерно в 60 км севернее устья р. Горбуши, но в пределах одного орографического сектора горного хребта, что предполагало сопоставимые характеристики ветровых потоков. Расположенная в 20 км южнее района исследований метеостанция м. Крыльон отделена этим хребтом от района проведения работ, и формирование воздушных потоков носит там иной характер, поэтому, несмотря на относительную удаленность, мы предпочли использовать данные ГМС Невельск.

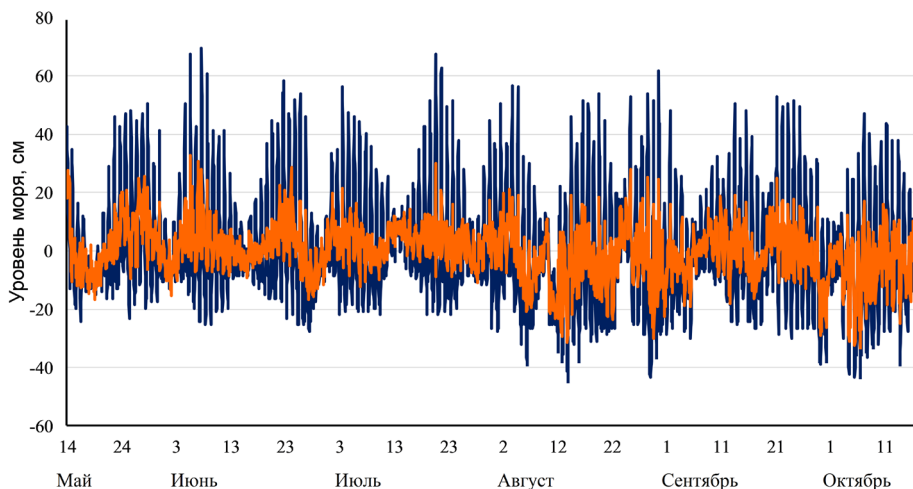
Для определения характеристик воды ЗСТ использовались средние многолетние значения температуры и солёности на стандартном океанологическом разрезе с. Перепутье – о. Монерон (см. рис. 1) для различных месяцев (с марта по декабрь) [9, 1].

Результаты и обсуждение

Вариации гидрофизических параметров в районе устья р. Горбуши. На рис. 2 представлены графики вариаций суммарного (измеренного) уровня моря и его непериодической составляющей, полученной путем вычитания из исходного ряда предвычисленного прилива. Приливы играют основную роль в колебаниях уровня моря – на их долю приходится более 76 % дисперсии

(энергии) вариаций измеренного ряда. В районе измерений преобладают суточные приливы – показатель характера прилива, равный отношению сумм двух главных суточных и двух полусуточных волн:

$$R = (HO1 + HK1)/(HM2 + HS2) = 2,1.$$



Р и с. 2. Колебания суммарного уровня L (синяя кривая) и его непериодической составляющей $L-rs$ (оранжевая кривая), по данным АБС «Горбуша», май – октябрь 2024 г.

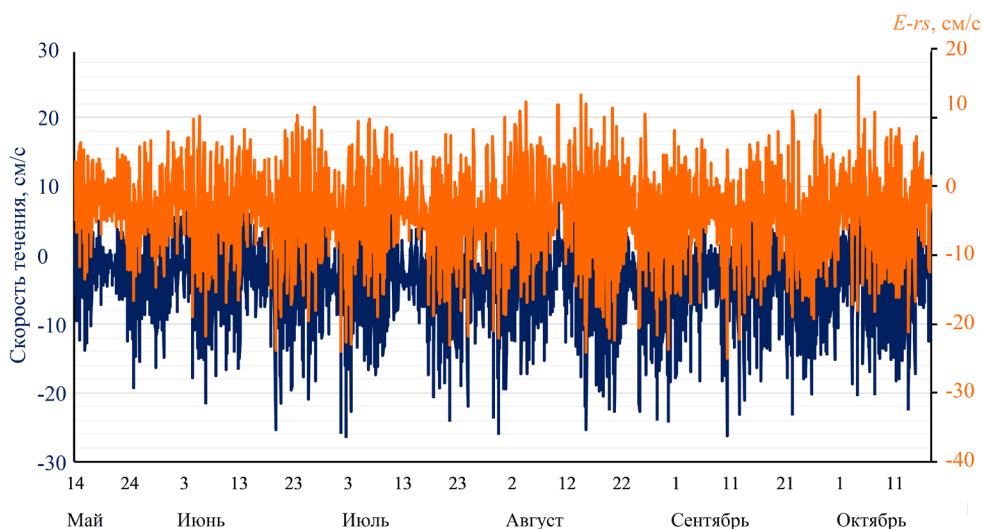
F i g. 2. Fluctuations of total level L (blue curve) and its residual component $L-rs$ (orange curve) based on the “Gorbusha” ABS data, May – October 2024

Причем наибольшую амплитуду (около 14 см) имеет волна $O1$, что весьма необычно: как правило, преобладает главная суточная волна $K1$. Максимально возможные приливные колебания оценивались путем предвычисления 100-летнего приливного ряда. Экстремальное положительное отклонение от нулевого среднего уровня составило +49 см, отрицательное –30 см, размах колебаний может достигать 79 см, что почти в два раза больше, чем на мареографной станции Невельск. Эта асимметрия между положительными (приливом) и отрицательными (отлив) значениями означает, что длительность прилива меньше, чем отлива. Обращает внимание, что амплитуда главной суточной волны $K1$ меньше, чем другой важной суточной волны $O1$, что наблюдается редко.

Непериодические колебания также достаточно интенсивны, экстремальные отклонения от нулевого среднего уровня как в положительную, так и в отрицательную сторону были одинаковыми и составили 33 см. В них просматриваются вариации синоптического диапазона с периодом около двух недель, также весьма высок уровень длинноволнового шума.

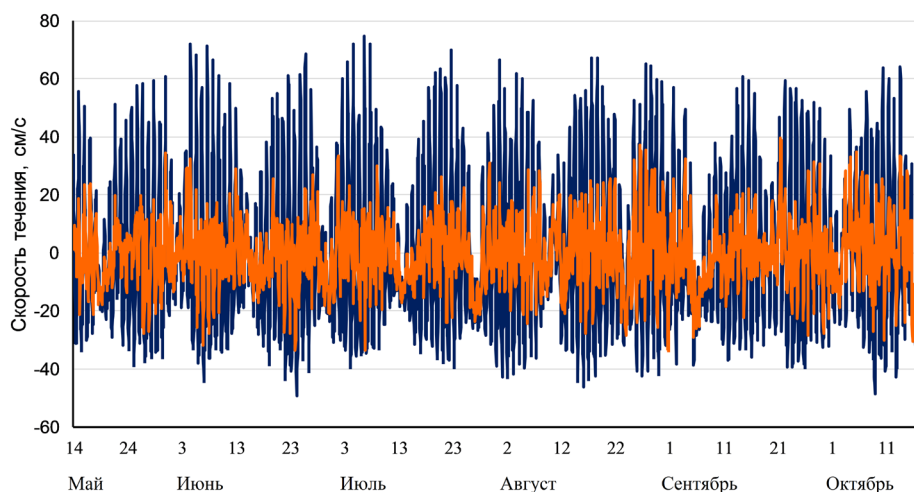
На рис. 3 представлены графики вариаций суммарного течения и его непериодической компоненты (проекция на параллель). Ориентация береговой линии в районе измерений близка к меридиональной, поэтому зональная составляющая течений сравнительно невелика, в особенности это относится к течениям восточного направления (максимальная скорость потока, ориентированного на восток, 15 см/с, на запад – 26 см/с). Вклад приливной компоненты был

незначителен, основную роль играли дрейфовые течения, обусловленные воздействием на морскую поверхность напряжения ветра. Так же как и в непериодической составляющей уровня, четко выделяются синоптические колебания с периодом около двух недель и высок уровень длинноволнового шума.



Р и с. 3. Вариации проекций на параллель векторов суммарного течения E (синяя кривая) и ее непериодической составляющей $E-rs$ (оранжевая кривая), по данным АБС «Горбуша», май – октябрь 2024 г.

F i g. 3. Variations of projections of the vectors of total current E (blue curve) and its residual component $E-rs$ (orange curve) onto the parallel based on the “Gorbusha” ABS data, May – October 2024



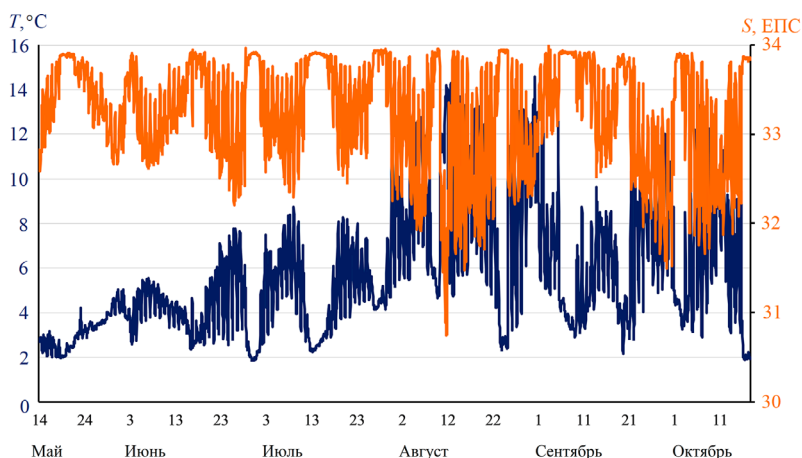
Р и с. 4. Вариации проекций на меридиан векторов суммарного течения (синяя кривая) и ее непериодической составляющей (оранжевая кривая), по данным АБС «Горбуша», май – октябрь 2024 г.

F i g. 4. Variations of projections of the vectors of total flow (blue curve) and its residual component (orange curve) onto the meridian based on the “Gorbusha” ABS data, May – October 2024

На рис. 4 представлены аналогичные графики для меридиональной составляющей течений. Скорости суммарных течений здесь намного выше, чем для поперечной к берегу зональной компоненты: максимальная скорость северного румба достигала 75 см/с, южного 49 см/с. Во вдольбереговой составляющей определяющую роль играют приливные течения, на их долю приходится более 82 % дисперсии ряда. Главную роль в формировании приливных течений играют суточные волны: амплитуды главных суточных волн составляют 18 см/с для $K1$ и 21 см/с для $O1$, отношение $R = 4,4$ (в два раза больше, чем для уровня моря). Приливные течения реверсивны, эллипсы главных волн сжаты и вытянуты вдоль меридиана. Асимметрия между северными и южными течениями аналогична асимметрии между положительными и отрицательными отклонениями приливного уровня: течения, направленные на север, более сильные, на юг – более продолжительные.

Непериодические течения также достаточно интенсивны. Максимальная скорость потока, ориентированного на север, достигала 40 см/с, на юг – 34 см/с. В их вариациях также просматриваются синоптическая составляющая с периодом около двух недель и высокочастотный шум, создающий отдельные резкие выбросы, количество которых заметно возросло в осенний период.

Наиболее неожиданным результатом явилось то, что максимум приливного уровня строго совпадал с максимумом скорости течения, ориентированного на север (коэффициент корреляции между рядом суммарного уровня и исходным рядом меридиональной составляющей течения равнялся 0,78, для приливных компонент – 0,97). Вопреки типичной динамике, при которой максимуму уровня соответствует фаза слабых течений (так называемая *still water*), вблизи устья р. Горбуши наблюдается аномальное сохранение потока. Данное явление, не имеющее пока убедительного объяснения, свидетельствует о северном переносе приливной энергии, что характерно для районов со значительной диссипацией. Это указывает на уникальный характер приливных процессов у юго-западного побережья о. Сахалин.



Р и с. 5. Вариации температуры (синяя линия) и солёности морской воды (оранжевая), по данным АБС «Горбуша», май – октябрь 2024 г.

F i g. 5. Variations in seawater temperature (blue curve) and salinity (orange curve) based on the “Gorbusha” ABS data, May – October 2024

Наибольший интерес с точки зрения изучения приемной емкости акватории представляли вариации температуры и солёности морской воды (рис. 5). Эти вариации имели существенную величину и носили весьма сложный характер. В ходе температуры прослеживается общее возрастание параметра от мая к концу августа – началу сентября (период максимального прогрева) и затем плавное убывание. В солёности аналогичные изменения отсутствуют, в остальном океанологические параметры испытывают колебания суточной периодичности, которые находились строго в противофазе (коэффициент корреляции $-0,88$).

Обратная связь между температурой и солёностью также удивительна, так как согласно общему мнению, из Охотского моря через пролив Лаперуза в южную часть Татарского пролива поступает вода с более низкими значениями и температуры, и солёности [1–4, 10–12]. На этом вопросе более подробно остановимся ниже.

В вариациях температуры и солёности четко прослеживаются суточные колебания, идентичные вариациям уровня и меридиональной компоненты течений, что указывает на связь океанологических параметров с приливами. Об этом также свидетельствуют и выраженные двухнедельные колебания: температура повышается, а солёность понижается в периоды усиления приливов (тропические приливы), что свидетельствует об эффекте полумесячной цикличности интрузии охотоморских вод в район постановки АБС: 10–11-суточная фаза усиленного поступления на шельф Юго-Западного Сахалина в периоды тропических приливов и 3–4-суточное резкое ослабление во время экваториальных. В последнем случае температура воды понижается, а солёность возрастает, что указывает на ослабление влияния охотоморской воды. В обычных условиях станция находится в зоне влияния ЗСТ, характеристики которого необходимо рассмотреть более детально. Лучшим материалом для этого можно считать средние многолетние значения температуры и солёности на горизонтах 0, 10 и 20 м на ст. 1 (прибрежной) стандартного океанологического разреза с. Перепутье – о. Монерон. Были выбраны данные с мая по октябрь, когда ЗСТ наиболее активно [1, 9] (таблица). Для сравнения с океанологическими условиями в месте постановки АБС можно рассматривать значения на глубине 20 м. Как следует из таблицы, температура воды в зоне влияния ЗСТ может быть очень низкой, в мае – июле она возрастает от 2,7 до 3 °С, и только в августе она достигает 4 °С. Более высокие показатели отмечены в сентябре и октябре, когда происходит перестройка поля ветра от летнего муссона к зимнему, что приводит к существенным изменениям океанологических условий в прибрежных акваториях.

Вода ЗСТ не только холодная, но и солёная, значения солёности возрастают от мая к августу от 33,74 до 33,9 ЕПС, а в октябре возвращаются к исходной величине. Действительно, в периоды экваториальных приливов, когда действие приливных течений выражено слабее, показатели солёности по измерениям на АБС стабильны, и составляют 33,8–33,9 ЕПС. На аналогичных интервалах времени значения температуры изменялись от 2 °С в мае – июне до 4,7 °С в августе. Такие показатели указывают на то, что АБС находилась в зоне влияния холодного ЗСТ, а под воздействием прилива в изучаемый район по-

ступала охотоморская вода с меньшей соленостью и более высокой температурой. Суточные вариации океанологических параметров имели некоторый сдвиг по отношению к меридиональной составляющей течения, причем этот сдвиг не был одинаковым на рассматриваемом промежутке времени. Он был достаточно стабилен в пределах каждого двухнедельного цикла, в основном минимум солености запаздывал по отношению к максимальному значению течения, ориентированного на север, на 2–4 ч. Но в некоторых случаях сдвиг достигал 6 ч, что является очень большим отставанием и указывает на весьма необычный характер движения вод с различными характеристиками под влиянием приливов.

Средние многолетние значения температуры T (°C) и солености S (ЕПС) на горизонтах $h = 0, 10$ и 20 м на ст. I стандартного океанологического разреза с. Перепутье – о. Монерон, согласно [9]
Long-term average values of temperature T (°C) and salinity S (psu) on the 0, 10 and 20 m horizons at station I of standard oceanographic section Pereputye village – Moneron Island (according to data from [9])

$h, \text{ м} / h, \text{ m}$	T	S	$h, \text{ м} / h, \text{ m}$	T	S
<i>Май / May</i>			<i>Август / August</i>		
0	3,51	33,41	0	13,61	33,44
10	2,85	33,50	10	6,65	33,67
20	2,69	33,74	20	4,13	33,90
<i>Июнь / June</i>			<i>Сентябрь / September</i>		
0	6,07	33,53	0	14,22	33,39
10	3,32	33,63	10	8,14	33,67
20	2,74	33,86	20	4,63	33,87
<i>Июль / July</i>			<i>Октябрь / October</i>		
0	9,41	33,48	0	7,88	33,15
10	4,71	33,64	10	6,62	33,49
20	3,08	33,88	20	5,28	33,74

Величина суточных колебаний температуры и солености была неодинакова в течение периода измерений. Так, суточные вариации солености в течение первого месяца наблюдений были сравнительно невелики, около 0,5 ЕПС, но затем возросли до 1,5 ЕПС. Большие амплитуды наблюдались около 10 дней, в период уменьшения приливов (экваториальные приливы) они уменьшались почти до нуля. Максимальные значения колебаний (~ 2 и до 2,4 ЕПС) отмечены с 12 по 22 августа, после этого четкая двухнедельная цикличность нарушилась. В частности, при уменьшении приливов амплитуда суточных вариаций солености уже не была близкой к нулю.

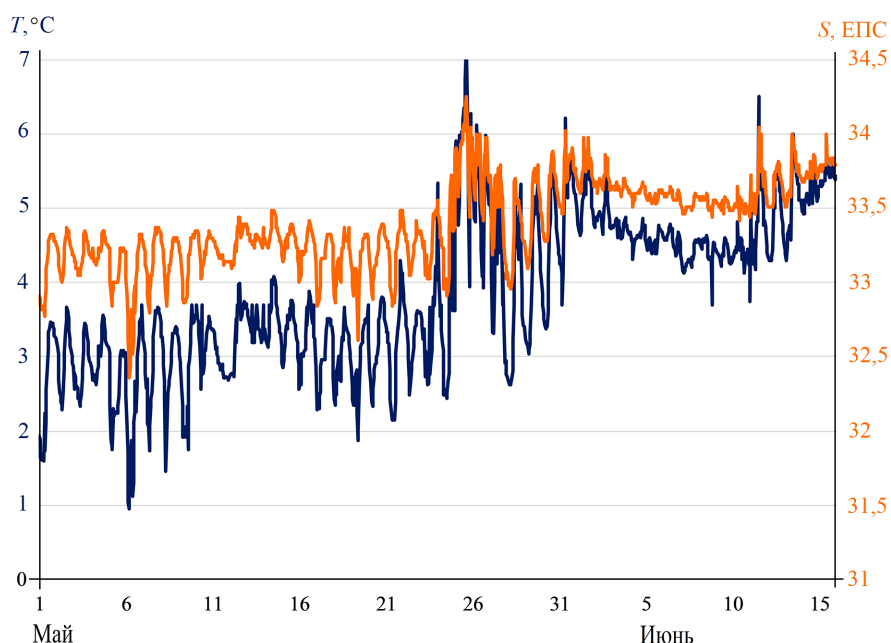
Суточные вариации температуры носили сходный характер. На начальном отрезке времени их величина была сравнительно невелика: около 2 °C в период тропических приливов и около нуля при экваториальных. Затем они возросли до 4 °C при больших приливах, почти не изменившись при слабых. А в августе

амплитуды возросли до 10 °С, продолжительность низких значений сократилась. В сентябре интенсивность суточных вариаций уменьшилась, а в октябре снова возросла.

Помимо суточных вариаций, выделяются также полумесечные, обусловленные отмеченной выше «накачкой» охотоморской воды на юго-восточный шельф о. Сахалин (увеличение холодноводного «пятна Макарова» в периоды тропических проливов и уменьшение при экваториальных отмечено ранее в работе [6]). Это обусловлено тем, что при отливе не вся охотоморская вода, поступившая на юго-западный шельф о. Сахалин во время прилива, возвращается назад, вместо нее через пролив Лаперуза частично выносятся вода ЗСТ. Этот эффект проявляется сильнее с увеличением скорости приливных течений и ослабевает вместе с ними. Двухнедельные колебания солёности были более стабильны, их размах составлял около 1 ЕПС в течение почти всего периода наблюдений. Аналогичная составляющая в изменчивости температуры имела более сложный характер. В течение первого месяца она была невелика, колебания были от 2 до 4 °С, затем до 6 °С. В августе возросли как низкие значения (до 4 °С), так и – в большей мере – высокие, до 10 и даже до 12 °С, и в целом отмечена утрата стабильности, которая вернулась осенью. В сентябре – октябре низкие показатели были около 4 °С, высокие 8–9 °С.

Рассмотрим для сравнения вариации температуры и солёности морской воды по данным измерений на АБС «Астарта» в центральной части пролива Лаперуза с 1 мая по 15 июня 1999 г. (рис. 6). В мае суточные вариации температуры и солёности были достаточно велики, их характерный размах составлял около 2 °С и 0,5 ЕПС. Также четко просматривались полумесечные вариации, выраженные в ослаблении суточных колебаний в дни экваториальных приливов, аналогичные наблюдаемым на АБС «Горбуша». Только в проливе связь между океанологическими параметрами прямая: более солёная вода была более теплой, а менее солёная – более холодной. Это соответствует типичной картине взаимодействия япономорской воды (в данном случае переносимой теплым течением Соя) и охотоморской, поступающей из юго-западной части залива Анива. Характерные показатели последней были 2,5 °С и 32,7 ЕПС, что довольно близко к значениям в районе устья р. Горбуши в мае в периоды наибольшего снижения солёности.

Отметим, что в июне суточные вариации океанологических параметров уменьшились. Это, скорее всего, связано с тем, что в результате сезонного усиления теплое течение Соя оттеснило охотоморскую воду в северную часть пролива и она перестала фиксироваться на АБС «Астарта». Однако важно отметить, что в мае характер изменений во времени колебаний океанологических параметров на АБС «Горбуша» был идентичен наблюдаемым в проливе Лаперуза, что важно для понимания роли приливов в вариациях температуры и солёности в районе проведения работ по оценке приемной емкости прибрежной акватории. Существенным является и факт близости термогалинных характеристик охотоморской воды в проливе и у западного берега п-ова Крильон, хотя измерения выполнялись в различные годы.



Р и с. 6. Вариации температуры (синяя кривая) и солёности морской воды (оранжевая кривая), по данным АБС «Астарта», май – июнь 1999 г.

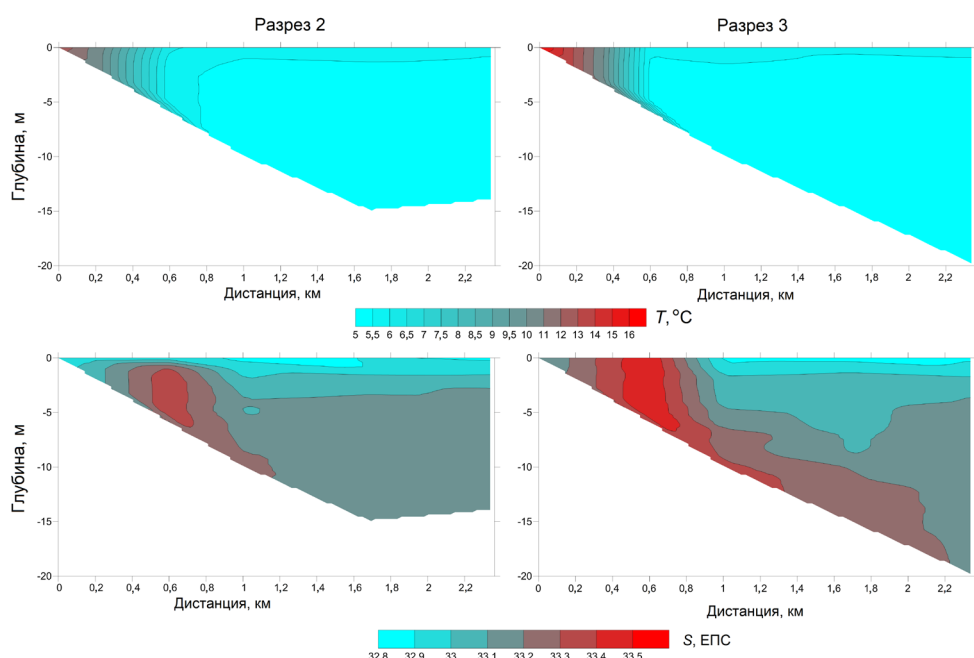
F i g. 6. Variations in seawater temperature (blue line) and salinity (orange curve) based on the “As-tarta” ABS data, May – June 1999

Океанологические зондирования. Первый раз океанологические исследования на сети из четырех разрезов были выполнены во второй декаде мая 2024 г. Зондирования на каждом разрезе выполнялись на пяти станциях – вблизи берега, а также на изобатах 5, 10, 15 и 20 м. Непосредственно вблизи берега ощущалось влияние весеннего прогрева (температура воды была более 7 °C), на остальных станциях обоих разрезов вода была существенно более холодная (3–3,5 °C). На разрезе 2, в особенности на ст. 2 (глубина моря 5 м), значительно проявилось весеннее половодье, обусловившее резкое локальное снижение солёности. Наиболее низкая солёность отмечена в придонном слое на ст. 2 (менее 2 ЕПС) и 3 (глубина 10 м, значение солёности около 10 ЕПС). Заглублению распресненной воды мог способствовать достаточно сильный (5–8 м/с) южный ветер, имеющий нагонный характер, который наблюдался в изучаемом районе 14–15 мая.

На остальных разрезах солёность изменялась в довольно узких пределах – от 32,1 до 32,4 ЕПС, что для юго-западного побережья о. Сахалин, как показывает таблица, является весьма низким показателем. Это указывает на влияние охото-морской воды, транспортируемой к устью р. Горбуши приливными течениями.

В первой декаде июня (рис. 7) в прибрежье вода была значительно более теплой, чем в мае: 12,8 °C на разрезе 2 и 16,3 °C на разрезе 3. На остальных станциях значения параметра были однородными и колебались от 6 °C в поверхностном слое на изобате 5 м до 5,1 °C в придонном на более удаленных от

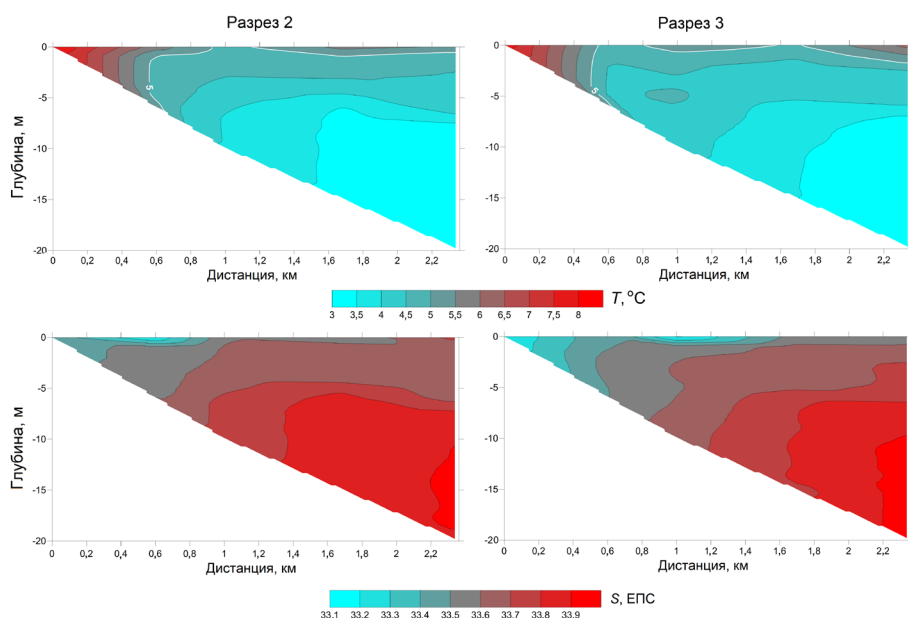
берега станциях. Соленость изменялась в большинстве случаев от 32,8 ЕПС в поверхностном слое до 33,3 ЕПС в придонном, за исключением ст. 2 на обоих разрезах, где значения параметра были более высокими (около 33,4 ЕПС на разрезе 2 и 33,5 ЕПС на разрезе 3). Такой характер распределений температуры и солености можно интерпретировать как сформировавшийся под влиянием охотоморской воды, которая распространяется по шельфу и в меньшей степени затрагивает область прибрежного мелководья.



Р и с. 7. Вертикальные распределения температуры (*сверху*) и солености (*снизу*) на разрезах 2 и 3, по результатам океанологической съемки в первой декаде июня 2024 г.

F i g. 7. Vertical distributions of temperature (*top*) and salinity (*bottom*) on sections 2 and 3 based on the results of oceanographic survey performed in the first decade of June 2024

Во второй декаде июня и вблизи берега, и на удаленных станциях температура воды была ниже, чем двумя неделями ранее (рис. 8). Так, на прибрежных станциях температура была около 8 °С, на поверхности на других станциях она изменялась от 4,7 до 5,7 °С, на глубине 10 м была около 4 °С, а в слое 15–20 м ~ 3 °С. Соленость на больших глубинах была высокой, ~ 33,9 ЕПС, что указывает на значимое влияние воды ЗСТ. Это согласуется с графиками вариаций температуры, солености и меридиональной составляющей течений: действительно, влияние приливов и, соответственно, охотоморской воды было слабым. Сравнительно низкая соленость – около 33,2 ЕПС – отмечена только на поверхности на нескольких станциях. Две съемки в июне очень наглядно демонстрируют резкую смену охотоморской воды (с более низкой соленостью и более высокой температурой) и холодной соленой воды ЗСТ.

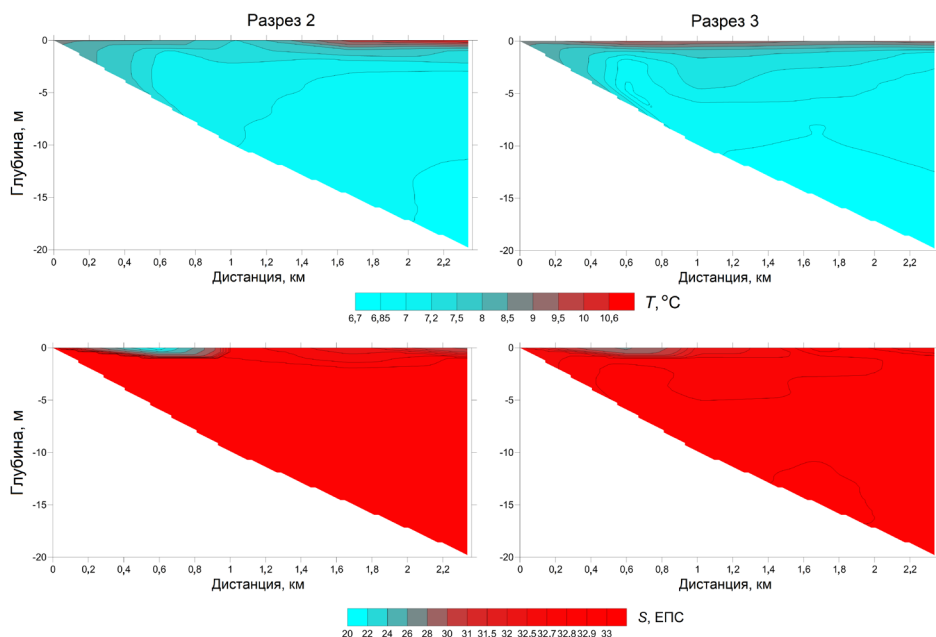


Р и с. 8. Вертикальные распределения температуры (*сверху*) и солёности (*снизу*) на разрезах 2 и 3, по результатам океанографической съёмки во второй декаде июня 2024 г.

F i g. 8. Vertical distributions of temperature (*top*) and salinity (*bottom*) on sections 2 and 3 based on the results of oceanographic survey performed in the second decade of June 2024

В первой декаде июля ситуация была близка к наблюдавшейся в начале июня (рис. 9). Значения солёности менее 33 ЕПС на всей изучаемой акватории однозначно указывают на то, что акватория заполнена охотоморской водой, хотя, судя по графику на рис. 6, период слабых приливов завершился всего за пару дней перед съёмкой и к моменту проведения зондирований влияние этой воды только начинало нарастать. В отличие от результатов исследований в первой декаде июня, когда в зоне прибрежного мелководья от берега до изобаты 5 м наблюдалась более солёная вода, в начале июля под влиянием охотоморской воды была вся изучаемая акватория. На этом фоне выделялась вдольбереговая полоса распреснённой воды над изобатой 5 м (19,4 ЕПС на разрезе 2 и 27,0 ЕПС на разрезе 3). Возможно, причиной формирования этой полосы были ливневые осадки, имевшие место, по данным наблюдений на ГМС Невельск, 1–2 июля.

Вертикальные распределения температуры морской воды были почти однородными: если не учитывать значения на поверхности моря, то даже на глубоководных станциях значения параметра изменялись в весьма узких пределах: от 7,4–7,8 °С на горизонте 1 м до 6,7 до 6,9 °С у дна. Более высокие показатели, до 10,7 °С, отмечены только на поверхности.



Р и с. 9. Вертикальные распределения температуры (*сверху*) и солёности (*снизу*) на разрезах 2 и 3, по результатам океанологической съёмки в первой декаде июля 2024 г.

F i g. 9. Vertical distributions of temperature (*top*) and salinity (*bottom*) on sections 2 and 3 based on the results of oceanographic survey performed in the first decade of July 2024

В третьей декаде сентября распределения температуры и солёности имели наиболее сложный характер. На глубинах более 13 м была холодная солёная вода ЗСТ (от 4,3 до 6,5 °C и от 33,5 до 33,8 ЕПС). В более высоких слоях солёность была существенно ниже, а температура выше, что указывает на влияние охотоморской воды (9–10 °C и 32,6–32,8 ЕПС в верхнем 5-метровом слое). Существенно выделяется значение 28,6 ЕПС на поверхности моря на изобате 15 м. Вероятно, это была небольшая линза распресненной воды, обусловленная ливневыми осадками. Данная съёмка демонстрирует сложный характер взаимодействия вод с существенно различными характеристиками.

Заклучение

В результате исследований выявлено, что гидрологические условия в районе устья р. Горбуши в тёплый период года характеризуются значительным влиянием охотоморской воды, распространяющейся вдоль западного побережья п-ова Крильон под влиянием прилива. Скорость приливного потока в районе измерений может достигать по астрономическим условиям 66 см/с в северном и 45 см/с в южном направлении. Временной сдвиг между колебаниями приливного уровня и течением отсутствует, что указывает на значительные потери приливной энергии на юго-западном шельфе о. Сахалин. Об этом косвенно свидетельствуют и значительные различия в скорости северной и южной составляющих вдольберегового потока. Эти обстоятельства указывают на нетипичный характер приливной динамики в изучаемом районе.

Специфической особенностью данной акватории являются значительные вариации температуры и солёности морской воды, обусловленные заток охотоморской воды через пролив Лаперуза во время прилива. Совершенно необычным, неожиданным результатом является то, что охотоморская вода, вопреки общепринятому мнению, является не только менее солёной, но и более тёплой по сравнению с водой ЗСТ, движущейся на юг вдоль юго-западного берега о. Сахалин. Выявлено, что характеристики этого течения (рассматривались средние многолетние значения температуры и солёности на глубине 20 на прибрежной станции стандартного океанологического разреза с. Перепутье – о. Монерон) практически не меняются в течение всего периода его существования.

Помимо суточных вариаций океанологических параметров (приливные течения имеют выраженный суточный характер), наблюдается своеобразное накопление охотоморской водной массы на юго-западном шельфе о. Сахалин. Это связано с тем, что во время отлива не вся эта вода покидает шельфовую зону. Данный эффект проявляется в течение 10–11 сут в рамках двухнедельного цикла при усилении приливных течений. При этом поступление менее солёной охотоморской воды прекращается примерно на 3–4 сут во время экваториальных приливов. Этот механизм был впервые обнаружен по данным спутниковых наблюдений за температурой поверхности моря, а впоследствии подтверждён инструментальными измерениями.

Суточные вариации океанологических параметров очень велики: они могут превышать 10 °С по температуре и 2 ЕПС по солёности морской воды. Вариации в рамках двухнедельной цикличности также значительны, до 6 °С и 1 ЕПС.

Как показали океанологические исследования на поперечных берегу разрезах, более тёплая и менее солёная охотоморская вода распространяется в морской части сначала в поверхностном слое, затем вытесняет воду из более глубоководной области и только после этого из зоны прибрежного мелководья.

Постоянная, по сути ежедневная, смена охотоморской и япономорской воды является главной специфической чертой гидрологического режима изучаемой акватории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шевченко Г. В., Марыжухин В. Е., Частиков В. Н. Сезонные вариации морских гидрологических характеристик у юго-западного побережья острова Сахалин // Метеорология и гидрология. 2018. № 12. С. 98–105. EDN YQHQN.
2. Odamaki M. Tides and tidal currents along the Okhotsk Coast of Hokkaido // Journal of Oceanography. 1994. Vol. 50, iss. 3. P. 265–279. <https://doi.org/10.1007/BF02239517>
3. Шевченко Г. В., Кантаков Г. А., Частиков В. Н. Анализ данных инструментальных измерений течений в проливе Лаперуза // Известия ТИНРО. 2005. Т. 140. С. 203–227. EDN НОНХSF.
4. Шевченко Г. В., Марыжухин В. Е. Влияние прилива на водообмен через пролив Лаперуза // Океанологические исследования. 2024. Т. 52, № 3. С. 95–115. EDN BZCPVP. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52\(3\).6](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52(3).6)
5. О приливном происхождении пояса холодных вод в районе скалы Камень Опасности в проливе Лаперуза / Л. М. Митник [и др.] // Исследование Земли из космоса. 2006. № 5. С. 86–96.

6. *Bobkov A. A., Fux V. R.* Tidal origin of thermohalinic anomalies in the La-Perouse Strait // The Twelfth International Symposium on Okhotsk Sea and Sea Ice, 2-5 February 1997, Mombetsu, Hokkaido, Japan : abstracts. P. 242–247.
7. *Godin G.* The Analysis of Tides. Liverpool University Press, 1972. 292 p.
8. *Кантаков Г. А., Шевченко Г. В.* Анализ неперiodических течений в проливе Лаперуза (Соя) в связи с изменениями уровня и воздействием ветра // Динамические процессы на шельфе Сахалина и Курильских островов. Южно-Сахалинск : ИМГиГ ДВО РАН, 2001. С. 62–74.
9. *Пицальник В. М., Бобков А. О.* Океанографический атлас шельфовой зоны острова Сахалин : [в 2 ч.]. Южно-Сахалинск : СахГУ, 2000.
10. *Макаров С. О.* Гидрологические исследования, произведенные в 1895 и 1896 гг. в Лаперузовом проливе и других местах // Океанографические работы. Москва : Географгиз, 1950. С. 255–275.
11. *Леонов А. К.* Водные массы Японского моря // Метеорология и гидрология. 1948. № 6. С. 61–78.
12. *Danchenkov M. A., Aubrey D., Riser S.* Oceanographic features of the La Perouse Strait // Proceedings of the Second PICES Workshop on the Okhotsk Sea and Adjacent Areas. Sidney, Canada : PICES, 1999. P. 159-171. (PICES Scientific Reports ; no. 12). URL: <https://pices.int/outgoing/Julia/misc/PICES-2011%20USB/Scientific%20Reports/Rep12.pdf> (date of access: 10.07.2025).

Об авторах:

Шевченко Георгий Владимирович, зав. лабораторией океанографии, Сахалинский филиал Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО) (Россия, 693023, 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

Марыжихин Всеволод Евгеньевич, заведующий лабораторией исследования среды и мониторинга антропогенного воздействия, Сахалинский филиал Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО) (Россия, 693023, Южно-Сахалинск, ул. Комсомольская, д. 196), **Scopus Author ID: 58453617900**, **SPIN 1923-5450**, **ORCID ID: 0000-0002-2775-4991**.

Научная статья

УДК 551.46.02
EDN: QWYSDU

Численное моделирование вторжения холодного воздуха в Крымский регион 22–24 января 2010 года

В. В. Ефимов ✉, Д. А. Яровая

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
✉ vefim38@mail.ru

Поступила в редакцию 11.10.2024; одобрена после рецензирования 03.03.2025;
принята к публикации 15.05.2025.

Аннотация

Цель. Цель настоящей работы – численное исследование реакции приповерхностных морских и атмосферных полей в Крымском регионе на вторжение холодного воздуха 22–24 января 2010 г. **Методы и результаты.** Использовалась совместная мезомасштабная модель море – атмосфера NOW (NEMO-OASIS-WRF) с разрешением 1 км. Воспроизведено взаимодействие набегающего воздушного потока с Крымскими горами во время холодного вторжения, а также рассмотрены основные изменения приповерхностных атмосферных и морских полей, которые произошли в районе Южного берега Крыма за время вторжения холодного воздуха. Показано, что холодное вторжение характеризовалось северо-восточным ветром во всем регионе с максимальными скоростями над сушей до 10 м/с и над морем до 20 м/с. Температура поверхности моря в рассматриваемом регионе понизилась в основном на $\sim -0,5$ °С. К югу от полуострова, в области Основного Черноморского течения, локальное понижение температуры поверхности моря составило $\sim -1,5 \dots -1$ °С. Отличительной особенностью рассмотренного случая была малая толщина (меньше 1 км) набегающего на Крымские горы холодного воздушного потока. На атмосферных профилях над сушей в предгорной области четко выделяется относительно тонкий холодный приземный слой с повышенной скоростью ветра и большими значениями частоты устойчивости на его верхней границе.

Выводы. Несмотря на свою кратковременность, зимние вторжения холодного воздуха через северную границу Черноморского региона вызывают значительные региональные возмущения в атмосферных и морских полях. Реакция моря на вторжение холодного воздуха заключалась в понижении температуры поверхности моря, которое объясняется сильными потоками явного и скрытого тепла от поверхности моря, а также процессами вовлечения на нижней границе верхнего квазиоднородного слоя. К югу от Крымского п-ова действовал дополнительный фактор понижения температуры – перенос более холодной воды из открытой части моря к берегу, который развился как реакция на усиление вдольберегового северо-восточного ветра над морем. В атмосфере на нижних уровнях произошло блокирование набегающего холодного потока прибрежными Крымскими горами. Как следствие, над подветренным склоном гор возникли нисходящие компенсационные потоки, что привело к повышению температуры приповерхностного воздуха на Южном берегу Крыма. Другим следствием блокирования стало то, что холодное гравитационное течение на подветренном склоне Крымских гор не развилось, в отличие от других случаев вторжения холодного воздуха, например, в декабре 2013 г., когда возникла ялтинская бора.

Ключевые слова: мезомасштабное совместное моделирование, вторжение холодного воздуха, Крымский регион, приповерхностные поля скорости течения в море, приповерхностные поля температуры в море, Черное море

© Ефимов В. В., Яровая Д. А., 2025

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2024-0014.

Для цитирования: Ефимов В. В., Яровая Д. А. Численное моделирование вторжения холодного воздуха в Крымский регион 22–24 января 2010 года // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 4. С. 501–514. EDN QWYSU.

Original article

Numerical Modeling of Cold Air Intrusion in the Crimean Region on January 22–24, 2010

V. V. Efimov ✉, D. A. Iarovaia

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

✉ vefim38@mail.ru

Abstract

Purpose. The purpose of the work is to investigate numerically the response of near-surface marine and atmospheric fields in the Crimean region to the cold air intrusion in January 22–24, 2010.

Methods and Results. A coupled mesoscale sea–atmosphere model *NOW (NEMO-OASIS-WRF)* with the 1 km resolution was used. The interaction of incoming air flow with the Crimean Mountains during cold intrusion was reproduced, as well as the main changes in near-surface atmospheric and marine fields that occurred in the region of the Crimea Southern coast during the cold air intrusion were analyzed. It is shown that the cold intrusion was characterized by a northeast wind throughout the region with maximum speeds up to 10 m/s over the land and up to 20 m/s over the sea. The sea surface temperature in the region decreased mainly by ~ 0.5 °C. To the south of peninsula, in the Rim Current area, a local decrease in sea surface temperature constituted $\sim -1.5 \dots -1$ °C. A distinctive feature of the considered case was a small thickness (less than 1 km) of the cold air flow incoming to the Crimean Mountains. At the over-land atmospheric profiles corresponding to the foothill region, a relatively thin cold surface layer with the increased wind speed and high values of stability frequency at its upper boundary is clearly pronounced.

Conclusions. Despite their minor duration, winter intrusions of cold air across the northern boundary of the Black Sea region induce significant regional disturbances in the atmospheric and marine fields. The sea response to a cold air intrusion consists in a decrease in sea surface temperature, which can be explained by strong fluxes of sensible and latent heat from the sea surface, as well as by the entrainment processes at the lower boundary of the upper mixed layer. To the south of the Crimean peninsula, there is an additional factor contributing to temperature decrease, namely the transport of colder water from the open sea towards the coast, which develops in response to the strengthening of along-coastal north-eastern wind over the sea. In the atmosphere, at its lower levels, the incoming cold flow is blocked by the coastal Crimean Mountains. As a result, the descending compensatory flows arise over the leeward slope of the mountains that leads to an increase in near-surface air temperature at the Southern coast of Crimea. Another consequence of the blocking consists in the fact that the cold gravity flow on the leeward slope of the Crimean Mountains did not develop, unlike the other cases of cold air intrusion, such as in December 2013 when the Yalta bora occurred.

Keywords: mesoscale coupled modeling, cold air intrusion, Crimea region, near-surface current velocity fields in the sea, near-surface temperature fields in the sea, Black Sea

Acknowledgements: The study was carried out within the framework of state assignment on theme FNNN-2024-0014.

For citation: Efimov, V.V. and Iarovaia, D.A., 2025. Numerical Modeling of Cold Air Intrusion in the Crimean Region on January 22–24, 2010. *Physical Oceanography*, 2025. Т. 41, № 4. С. 524–536. EDN QWYSU.

Введение

Характерной особенностью местной циркуляции воздуха в Черноморском регионе является вторжение холодного воздуха (ВХВ) зимой через северную границу региона в атмосферный пограничный слой над морем. Это экстремальное явление погоды, которое сопровождается значительным повышением скорости приводного ветра, до 10–15 м/с, и понижением температуры приповерхностного воздуха, до $-10 \dots -15^\circ\text{C}$ [1]. При этом температура поверхности моря составляет около $+9^\circ\text{C}$. В результате над морем развивается интенсивная облачная конвекция, представленная на спутниковых снимках в виде так называемых облачных «дорожек» (рис. 1).

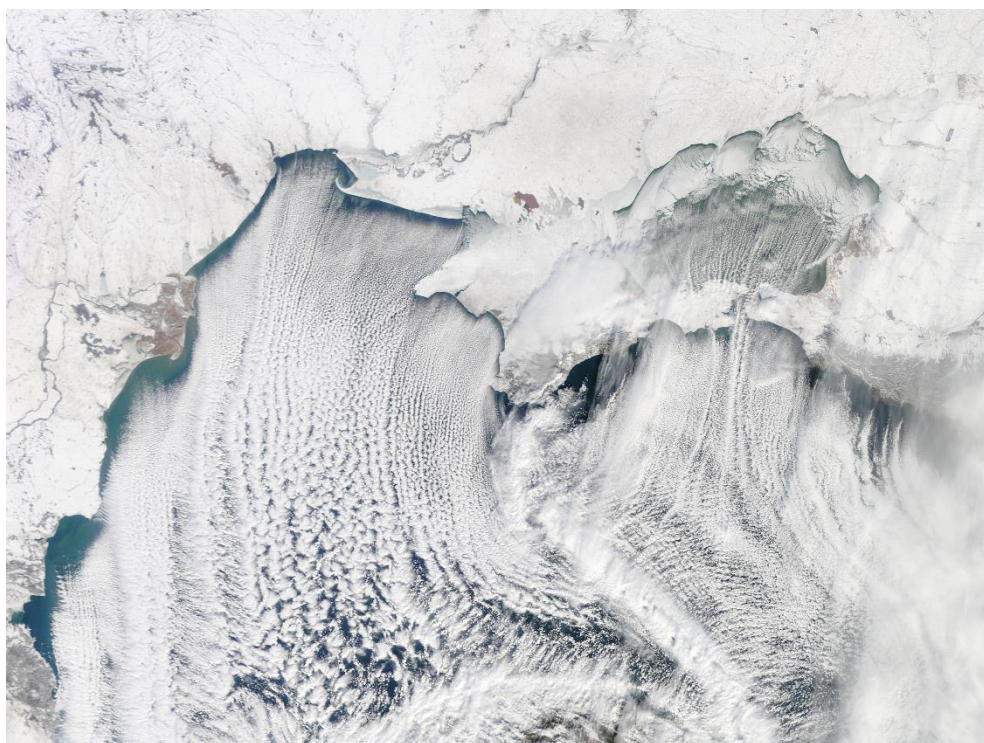


Рис. 1. Снимок облачности 25.01.2010 г., полученный при помощи спектрорадиометра *MODIS*, установленного на спутнике *Terra*. Источник данных – сайт <http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov>

Fig. 1. Snapshot of cloudiness on January 25, 2010 obtained using the *MODIS* spectroradiometer installed on *Terra* satellite. Data source is website <http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov>

Эпизоды холодных вторжений в регионе Черного моря в основном вызываются ветром северного и северо-восточного направлений. Синоптические ситуации, приводящие к экстремальному выхолаживанию Черного моря в осенний и зимний периоды года, бывают двух видов. Чаще всего это интенсивный антициклон, располагающийся к северу от Черного моря, на юго-восточной периферии которого формируется северо-восточный поток холодного воздуха с большими скоростями приповерхностного ветра [2]. В других случаях это менее интенсивный антициклон к северу от Черного моря и циклон

к югу с центром в Малой Азии. Воздушный поток на юго-восточной периферии антициклона усиливается потоком на северо-западной периферии циклона, и формируется интенсивная новороссийская бора. Это бора фронтального типа, наиболее часто повторяющаяся в холодный период года, при которой выполняются условия развития истинной боры – скорость ветра не менее 15 м/с, температура приповерхностного воздуха не более -10°C [2, 3].

Результатом холодных вторжений, хотя и относительно непродолжительных (обычно не более 2–3 сут), но достаточно интенсивных, являются изменения характеристик морской среды, хорошо выделяемые на фоне синоптической изменчивости. Отметим, что охлаждение верхнего слоя моря во время холодных вторжений происходит за счет теплопотерь с поверхности, но происходящее при этом перемешивание верхнего слоя имеет другой, неконвективный физический механизм. Процессы взаимодействия в системе море – атмосфера для характерного случая ВХВ были описаны в [4] с помощью совместной численной модели *NEMO-WRF*. Показано, что, поскольку холодные вторжения характеризуются одновременно и низкими значениями температуры воздуха, и большими скоростями приводного ветра, конвективный тип циркуляции (такой как ячейчатая конвекция в приводном слое атмосферы) в море, как правило, не развивается: глубокое проникающее охлаждение верхнего слоя моря при холодных вторжениях в основном связано с турбулентным перемешиванием, вызванным сдвиговой неустойчивостью течений и обрушением ветровых волн [4]. Холодные вторжения, повторяющиеся в зимние периоды года, могут определять температуру приповерхностного слоя в конце сезонного зимнего выхолаживания, таким образом влияя на формирование в Черном море так называемого холодного промежуточного слоя (ХПС) [4]. Во время таких холодных эпизодов в море может произойти значительное заглубление верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) вплоть до слияния его с ХПС ¹.

Кроме общего понижения температуры приповерхностного слоя моря, наиболее выраженного в северной прибрежной части, во время ВХВ возникают свои локальные особенности в отдельных районах моря. К ним относится северо-восточный район, где развивается новороссийская бора, оставляющая существенный след в полях температуры и скорости не только атмосферы, но и моря [8, 9]. Вторым районом, в котором ВХВ вызывают характерные возмущения пограничных слоев атмосферы и моря, является Крымский регион, где существенно влияние достаточно высоких Крымских гор. В осенне-зимний период при вторжениях холодного воздуха в области Южного берега Крыма (ЮБК) может развиваться ялтинская бора, аналогичная новороссийской боре [10]. Кроме того, вся циркуляция нижней тропосферы, а следовательно, и поле температуры в области южнее ЮБК также существенно определяются влиянием Крымских гор [11].

В настоящей работе с помощью совместной численной модели море – атмосфера *NEMO-WRF* будут рассмотрены особенности полей температуры, скорости ветра и приповерхностных течений в Крымском регионе во время вторжений холодного воздуха на примере характерного случая 22–24 января

¹ Изменчивость гидрофизических полей Черного моря / А. С. Блатов [и др.]. Под ред. Б. А. Нелепо. Ленинград : Гидрометеиздат, 1984. 240 с.

2010 г. (рис. 1). Этот случай уже был исследован ранее в наших предыдущих работах [1, 4]. С помощью атмосферной модели *WRF* была воспроизведена структура конвективного пограничного слоя атмосферы над западной частью моря, сформировавшаяся 25 января 2010 г., и показано, что конвекция происходила в квазистационарных, но существенно неоднородных по пространству условиях [1]. Конвективные ячейки в атмосфере обеспечивали достаточно большие потоки явного и скрытого тепла от поверхности моря (до 1000 Вт/м^2 в его северо-западной части), что привело к быстрому охлаждению приповерхностного слоя на $1\text{--}2^\circ\text{C}$ [4].

Цель настоящей работы – исследовать с помощью совместной мезомасштабной модели реакцию морских и атмосферных полей в Крымском регионе на характерный случай вторжения холодного воздуха.

Численная модель

Совместная модель море – атмосфера (*NOW*) [12] состоит из морской модели *NEMO*², атмосферной негидростатической модели *WRF*³ и каплера *OASIS* (приложение, которое осуществляет обмен данными между *NEMO* и *WRF*). При моделировании использовались две расчетные сетки – сетка с разрешением 3 км, которая покрывала все три моря – Черное, Азовское и Мраморное, и вложенная в нее сетка с разрешением 1 км, которая покрывала область ($30\text{--}36^\circ$ в. д.; $43\text{--}47^\circ$ с. ш.). Далее в работе рассматриваются результаты моделирования с разрешением 1 км.

Модель *NOW* была неоднократно описана в наших предыдущих работах (см., напр., [4]), поэтому здесь мы только укажем, что в модели *NEMO* для параметризации турбулентного обмена использовалась схема *GLS k-ε* [13]. В этой схеме коэффициенты обмена заданы как функция двух прогностических переменных – турбулентной кинетической энергии k и скорости диссипации турбулентной кинетической энергии ϵ . Кроме того, в модели *NEMO* учитывается обрушение поверхностных волн. Для этого используется следующее граничное условие: на поверхности моря значения k и ϵ рассчитываются как функция от напряжения трения ветра.

Региональные изменения полей скорости и температуры

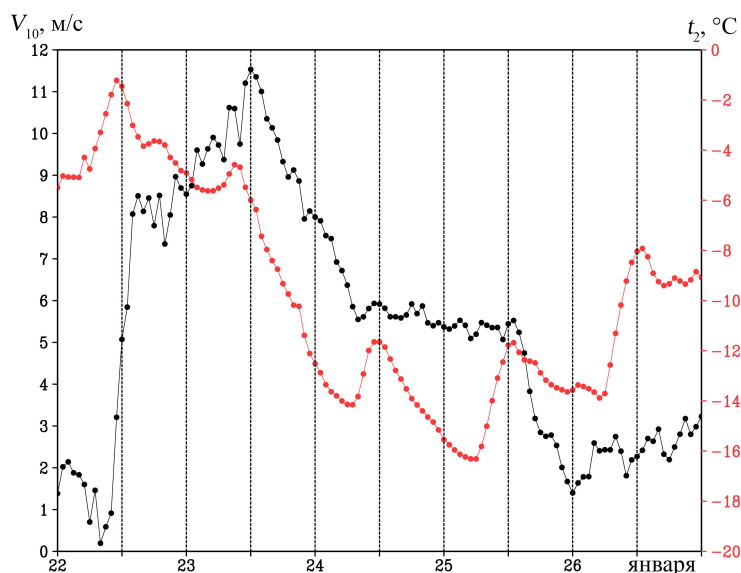
Изменения параметров верхнего слоя моря. На рис. 1 показан спутниковый снимок исследуемого случая вторжения холодного воздуха. Хорошо видно, что над западной половиной моря поле облачности состоит из протяженных облачных «дорожек», ориентированных по ветру северного направления. Горизонтальный размер облачных структур над морем существенно увеличивается при удалении от наветренного берега (от $1\text{--}2$ км вблизи берега до ~ 10 км на расстоянии 300 км от берега). Это характерная особенность поля облачности, формирующегося во время холодного вторжения [14].

На рис. 2 показано изменение со временем приповерхностной скорости ветра и приповерхностной температуры воздуха в точке 34° в. д., 45° с. ш.,

² A Description of the Advanced Research WRF Version 3 / W. C. Skamarock [et al.] // NCAR Technical Note. NCAR/TN-475+STR. 2008. 113 p. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.2310.6645>

³ NEMO ocean engine / G. Madec [et al.]. France : IPSL, 2016. 412 p. (Note du Pôle de modélisation de l'Institut Pierre-Simon Laplace ; No. 27). <https://doi.org/10.5281/zenodo.3248739>

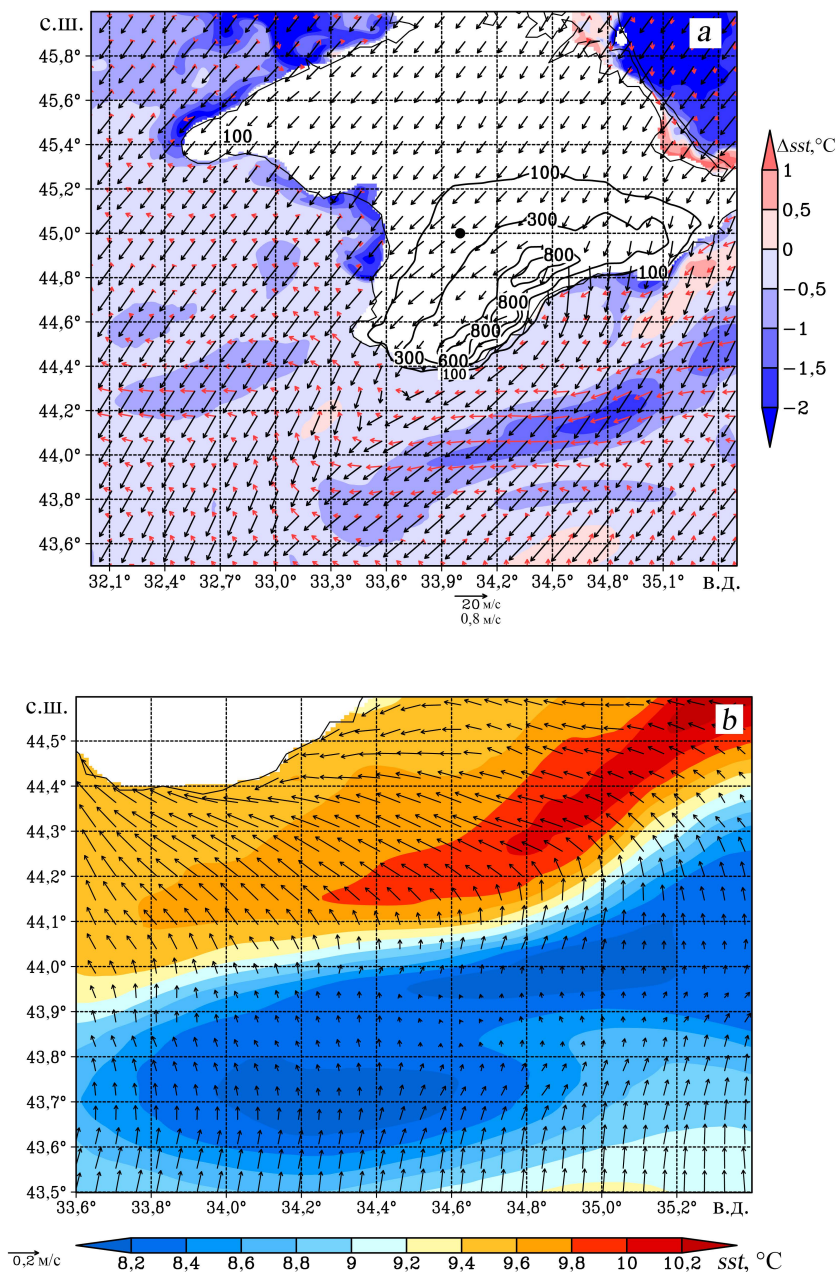
расположенной в равнинной центральной части Крыма. Сам эпизод холодного вторжения 22–24 января, продолжавшийся около двух суток (вторая половина 22 января – первая половина 24 января), хорошо представлен повышенными скоростями ветра и сильным понижением приповерхностной температуры воздуха.



Р и с. 2. Изменение со временем скорости ветра на высоте 10 м (черная кривая) и температуры воздуха на высоте 2 м (красная кривая) в точке (34° в. д.; 45° с. ш.) (положение точки отмечено на рис. 3, а)

Fig. 2. Temporal variation of wind speed at the 10 m height (black curve) and air temperature at the 2 m height (red curve) at point 34° E, 45° N (point location is marked in Fig. 3, a)

На рис. 3, а показаны поля приповерхностной скорости ветра и приповерхностной скорости течения в 12:00 23 января, когда скорость ветра над сушей была наиболее велика. Видно, что рассматриваемое вторжение холодного воздуха характеризовалось северо-восточным ветром во всем Крымском регионе с максимальными скоростями над сушей до 10 м/с и над морем до 20 м/с. Важным элементом циркуляции вод в Черном море является Основное Черноморское течение (ОЧТ) – круглогодичное циклоническое вдольбереговое течение, достигающее максимального развития в конце зимы [15]. С ОЧТ связаны большие значения скорости течения, до 0,8 м/с, на расстоянии 50–70 км южнее Крыма. Также показана реакция верхнего слоя моря на холодное вторжение – понижение ТПМ, Δsst , за время вторжения 12:00 22 – 12:00 24 января. Как видно, вне области ОЧТ Δsst , за исключением прибрежных областей, составило $\sim -0,5$ °C. Принимая толщину ВКС равной 40 м, получим оценку суммарного (явный + скрытый) потока тепла $Q = \Delta sst \cdot \rho \cdot C_p \cdot H / (48 \text{ ч})$, где $\rho = 1025 \text{ кг/м}^3$ и $C_p = 3900 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{°C)}$ – плотность и удельная теплоемкость морской воды соответственно; H – толщина ВКС; Q равен $\sim 500 \text{ Вт/м}^2$, что близко к модельным данным.

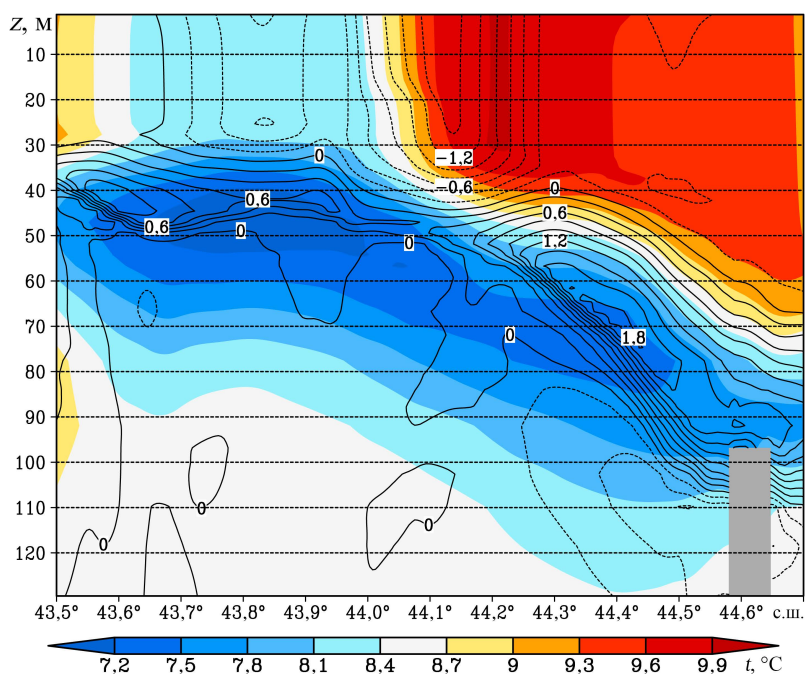


Р и с. 3. Изменение ТПМ (Δsst , °C) между 12:00 22 января и 12:00 24 января, приповерхностное поле скорости ветра (черные стрелки) и приповерхностное поле скорости течения (красные стрелки) в 12:00 23 января, изолиниями показана высота рельефа (м) (a); поле ТПМ в 12:00 22 января, а также изменение приповерхностного поля скорости течения между 12:00 22 января и 00:00 23 января (b)

Fig. 3. Change in SST (Δsst , °C) between 12:00, January 22 and 12:00, January 24, near-surface wind speed field (black arrows) and near-surface current velocity field (red arrows) at 12:00, January 23, relief height (m) is shown by isolines (a); SST field at 12:00, January 22, and change in the near-surface current velocity field between 12:00, January 22 and 00:00, January 23 (b)

К югу от полуострова выделяется область повышенных по модулю отрицательных значений Δsst в диапазоне $-1,5 \dots -1$ °C, происхождение которой поясняет рис. 3, *b*. На этом рисунке для небольшой выделенной области возле юго-восточного побережья Крыма показано поле ТПМ в начале холодного вторжения, а также изменение приповерхностного поля скорости течения за первые 12 ч вторжения. Видно, что поле ТПМ в рассматриваемой области отличалось сильной пространственной неоднородностью: вблизи берега находилась относительно теплая вода с температурой 9–10 °C, а на удалении от берега – более холодная вода с температурой, меньшей на 1–1,5 °C. Также видно, что после начала ВХВ в море возник направленный к берегу экмановский перенос со скоростями до 0,2 м/с – реакция на резкое усиление вдольберегового северо-восточного ветра. Это привело к дополнительному, адвективному понижению ТПМ вблизи юго-восточного побережья.

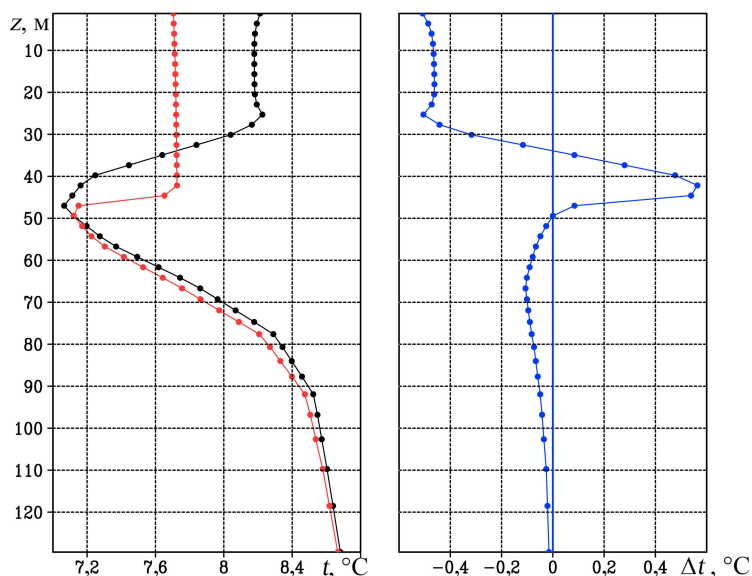
Вертикальная структура полей скорости и температуры в море на меридиональном разрезе вдоль 34,55° в. д. представлена на рис. 4. Показано поле температуры на начало холодного вторжения, а также ее изменение за время вторжения. Хорошо видна тенденция заглубления ВКС по мере приближения к берегу: толщина ВКС увеличивается в 2 раза, от 30 до 60 м. Понижение температуры, Δt , в области ОЧТ (44,0–44,3° с. ш.) достигает $-1,4$ °C.



Р и с. 4. Вертикальная структура морских полей на меридиональном разрезе по 34,55° в. д.: температура моря (цвет) в 12:00 22 января, а также изменение температуры моря (изолинии) между 12:00 22 января и 12:00 24 января

F i g. 4. Vertical structure of sea fields at meridional section along 34.55° E: sea temperature (color) at 12:00, January 22, and change in sea temperature (isolines) between 12:00, January 22 and 12:00, January 24

Вертикальные профили температуры в верхнем слое моря в начале и конце холодного вторжения, а также изменения температуры за время вторжения показаны на рис. 5. Виден холодный промежуточный слой с минимальной температурой на глубине ~ 50 м. Реакция верхнего слоя моря состояла в охлаждении и заглублении ВКС. За время холодного вторжения температура ВКС понизилась на $\sim 0,5$ °C, а толщина увеличилась с 25 до 40 м, при этом соответственно уменьшилась толщина ХПС. Физические причины этих изменений известны – это турбулентное перемешивание ВКС за счет сдвиговой неустойчивости течений и обрушения ветровых волн, а также его охлаждение за счет потоков явного и скрытого тепла от поверхности моря и вовлечения более холодной воды из ХПС [4, 16].

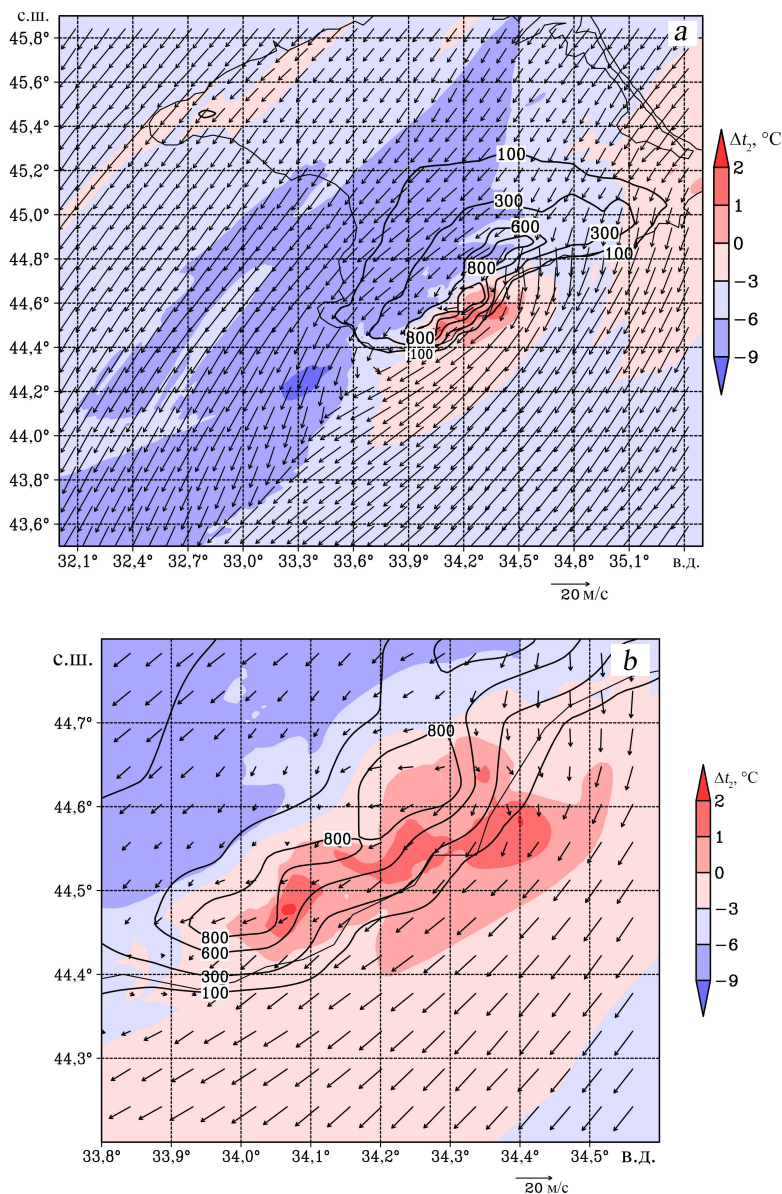


Р и с. 5. Вертикальные профили температуры моря в 12:00 22 января (черная кривая), в 12:00 24 января (красная кривая), а также изменение температуры моря (голубая кривая) между 12:00 22 января и 12:00 24 января в точке (34,2° в. д.; 43,8° с. ш.)

F i g. 5. Vertical profiles of sea temperature at 12:00, January 22 (black curve), 12:00, January 24 (red curve), as well as change in sea temperature (blue curve) between 12:00, January 22 and 12:00, January 24 at point (34.2° E and 43.8° N)

Изменения характеристик атмосферы. На рис. 6 показаны поля скорости приповерхностного ветра на высоте 10 м в начале холодного вторжения, а также изменение температуры приповерхностного воздуха за время вторжения в Крымском регионе. Отметим, что изменения скорости ветра за время вторжения в одной из точек Крыма были показаны ранее на рис. 2. Не обсуждая общую картину изменений приповерхностной температуры, которая связана с синоптической структурой метеорологических полей, рассмотрим особенности, характерные для Крымского региона, в котором расположены достаточно высокие прибрежные горы, влияющие на атмосферную и морскую циркуляцию. Прежде всего, отметим различие изменений температуры

в наветренной северо-западной и подветренной юго-восточной областях гор. В первой из них в ходе холодного вторжения температура воздуха понизилась, а во второй, наоборот, повысилась. Такая особенность связана с физическим процессом обтекания гор устойчиво стратифицированным воздушным потоком.

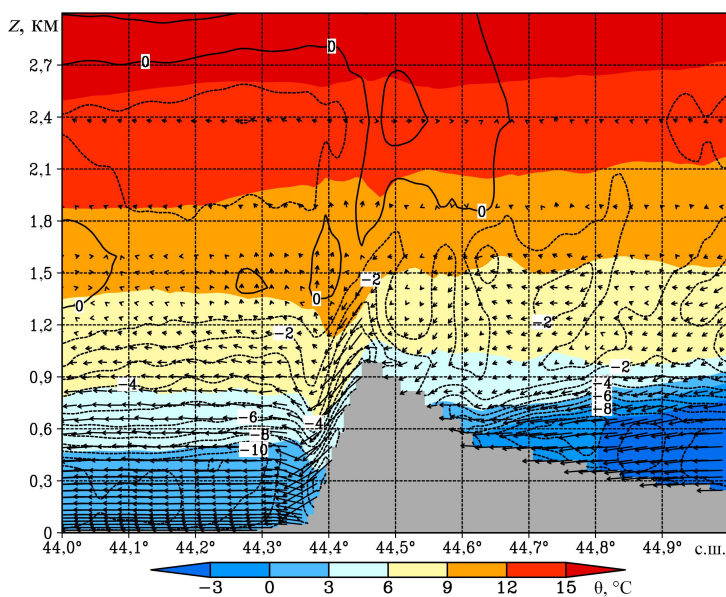


Р и с. 6. Изменение температуры приповерхностного воздуха (Δt_2 , °C) между 00:00 23 января и 00:00 24 января, а также приповерхностное поле ветра (черные стрелки) в 12:00 23 января, изолиниями показана высота рельефа (м) (a); на фрагменте b в большем масштабе показана область (33,8–34,6 в. д.; 44,2–44,8 с. ш.)

Fig. 6. Change in near-surface air temperature (Δt_2 , °C) between 00:00, January 23 and 00:00, January 24, as well as near-surface wind field (black arrows) at 12:00, January 23; relief height (m) is shown by isolines (a); area (33.8–34.6° E; 44.2–44.8° N) highlighted by a rectangle in fragment a, is shown on fragment b on a larger scale

Для пояснения этого на рис. 7 приведены вертикальная структура поля потенциальной температуры и изолинии скорости ветра на меридиональном разрезе по 34° в. д. Механизм обтекания потоком воздуха препятствия в виде гор определяется вертикальной структурой поля плотности и скорости потока.

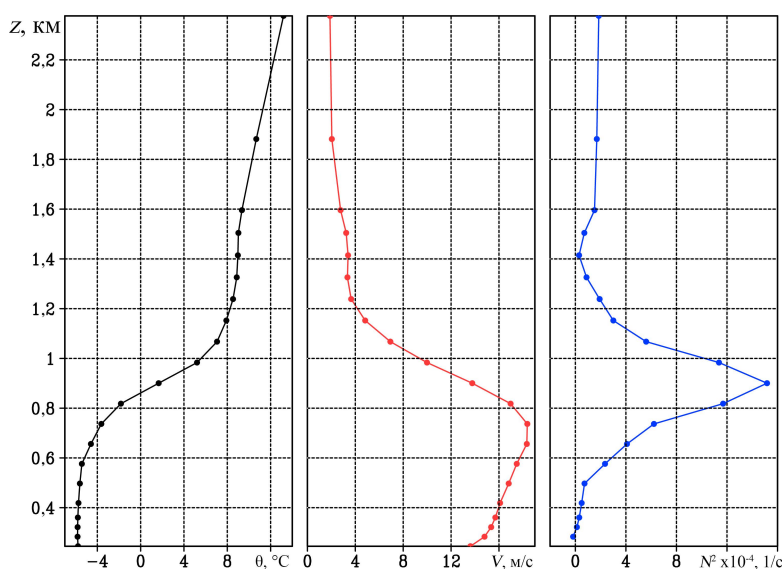
Для нашего случая вертикальные профили скорости ветра V и частоты устойчивости N^2 (равной $-(g/\rho) \cdot (\Delta\rho/\Delta z)$, где g – ускорение силы тяжести; ρ – плотность воздуха; z – высота) приведены на рис. 8 для точки в равнинной области суши (34° в. д., 45° с. ш.). Важнейшей особенностью вертикальной структуры поля плотности и, как следствие, частоты устойчивости N , определяющей основные свойства нашего случая вторжения, является сильная устойчивость нижнего слоя атмосферы на высотах, сравнимых с высотой горного хребта. Результатом этого является эффект блокирования потока воздуха над наветренным склоном гор. Как известно, холодный устойчиво стратифицированный воздух при обтекании горного хребта не может подняться выше высоты h , равной V/N [17, 18]. В нашем случае эффект блокирования холодного воздуха на наветренном склоне гор хорошо виден в пересечении изолиний скорости с наветренным склоном гор и концентрации холодного воздуха в области наветренного склона (рис. 7). Отметим, что при рассмотрении полей скорости и температуры вдоль меридионального сечения (такого, как на рис. 7) необходимо учитывать трехмерные особенности эффектов обтекания гор: хребет Крымских гор нельзя считать двумерным препятствием (длина Крымских гор лишь в ~ 3 раза превышает ширину), а направление ветра не строго северное и меняется, хотя и незначительно, по высоте в нижнем километровом слое.



Р и с. 7. Вертикальная структура полей потенциальной температуры θ (°C, цвет) и скорости ветра (м/с, изолинии) на меридиональном разрезе по 34° в. д. в 12:00 23 января 2010 г. Направление скорости в плоскости разреза показано стрелками, для наглядности вертикальная компонента скорости увеличена в 10 раз

F i g. 7. Vertical structure of potential temperature θ (°C, color) and wind speed (m/s, isolines) fields on the meridional section along 34° E at 12:00 on January 23, 2010. Speed direction in the section plane is shown by arrows; for clarity, speed vertical component is enlarged by 10 times

В результате можно считать, что блокирование потока воздуха Крымскими горами было частичным – поток обтекал горный хребет с обеих сторон, северный ветер в предгорной области менял направление на северо-восточное. Тем не менее на рис. 6 и 7 хорошо виден эффект повышения температуры в прибрежной области ЮБК. На рис. 6, *b* он представлен локальной областью повышенных значений приповерхностной температуры, t_2 , и малых скоростей приповерхностного ветра. Как известно, повышенные значения потенциальной температуры и температуры t_2 над подветренным склоном являются следствием частичного блокирования потока воздуха горным хребтом, при котором приповерхностный воздух над подветренным склоном замещается потенциально более теплым воздухом с больших высот [10]. Климатический эффект такого механизма – формирование локальной теплой области над ЮБК в зимний период – отмечен в [2].



Р и с. 8. Вертикальные профили в точке (34° в. д.; 45° с. ш.) в 12:00 23 января 2010 г.: потенциальной температуры (черная кривая), меридиональной скорости ветра (красная кривая) и частоты устойчивости (голубая кривая)

F i g. 8. Vertical profiles of potential temperature (black curve), meridional wind speed (red curve), and buoyancy frequency (blue curve) at point (34° E; 45° N) at 12:00 on January 23, 2010

Таким образом, отличительной особенностью рассматриваемого случая ВХВ в январе 2010 г. являлась двухслойная вертикальная структура тропосферы, хорошо представленная на рис. 8 профилями температуры и частоты устойчивости в предгорной равнинной части Крыма. Аномально холодный воздух занимал лишь нижнюю часть тропосферы до высоты $\sim 0,8$ км. Выше этого уровня скорость ветра с высотой быстро уменьшалась до фонового значения 3 м/с, а частота устойчивости достигала $0,0015$ $1/\text{s}^2$. Такой низкотропосферный характер воздушного потока отличает его от вторжений холодного воздуха в северо-восточной части моря, как это часто происходит во время

действия новороссийской боры [3] или, например, в случае действия ялтинской боры, рассмотренном в [10]. Таким образом, отсутствие развития сильного склонового ветра типа боры в области ЮБК в рассматриваемом примере является характерной особенностью этого вторжения в Крымском регионе.

Заключение

Несмотря на свою кратковременность, зимние вторжения холодного воздуха через северную границу Черноморского региона вызывают значительные региональные возмущения в атмосферных и морских полях (такие как сильная конвективная неустойчивость в приземном слое атмосферы над морем, проявляющаяся в виде облачных «дорожек» на спутниковых снимках, резкое выхолаживание верхнего слоя моря), а в некоторых случаях могут приводить к развитию новороссийской и ялтинской боры.

В настоящей работе при помощи совместной модели с разрешением 1 км воспроизведено взаимодействие набегающего воздушного потока с Крымскими горами во время холодного вторжения в январе 2010 г. Рассмотрены основные изменения приповерхностных атмосферных и морских полей, которые произошли в районе ЮБК за время ВХВ.

Показано, что вне зоны действия ОЧТ понижение ТПМ объясняется сильными потоками явного и скрытого тепла от поверхности моря, а также процессами вовлечения на нижней границе ВКС. Кроме того, показано, что к югу от Крымского п-ова действовал дополнительный фактор понижения ТПМ – перенос более холодной воды из открытой части моря к берегу, который развился как реакция на появление сильного вдольберегового северо-восточного ветра над морем.

Отличительной особенностью рассмотренного случая является малая толщина (менее 1 км) набегающего холодного потока воздуха. На атмосферных профилях над сушей в предгорной области четко выделяется относительно тонкий холодный приземный слой с повышенной скоростью ветра и большими значениями частоты устойчивости на его верхней границе. Как следствие, в результате блокирования набегающего воздушного потока над подветренным склоном Крымских гор и ЮБК сформировалась область с повышенной приповерхностной температурой воздуха по сравнению с температурой в предгорной равнинной области Крыма, а гравитационное течение типа новороссийской боры не достигло таких значительных скоростей, как во время вторжения холодного воздуха в декабре 2013 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ефимов В. В., Яровая Д. А.* Численное моделирование конвекции в атмосфере при вторжении холодного воздуха над Черным морем // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50, № 6. С. 692–703. EDN SYYYLX. <https://doi.org/10.7868/S0002351514060078>
2. *Ефимов В. В., Савченко А. О., Анисимов А. Е.* Особенности теплообмена Черного моря с атмосферой в осенне-зимний период // Морской гидрофизический журнал. 2014. № 6. С. 71–81. EDN TECBAN.
3. *Ефимов В. В., Комаровская О. И., Баянкина Т. М.* Временные характеристики и синоптические условия образования экстремальной Новороссийской боры // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 5. С. 409–422. EDN ХАНKNF. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2019-5-409-422>

4. *Ефимов В. В., Яровая Д. А., Комаровская О. И.* Глубокое проникающее охлаждение в Черном море как реакция на вторжения холодного воздуха в зимний период // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2024. Т. 60, № 5. С. 667–679. EDN HXUCPE. <https://doi.org/10.31857/S0002351524050081>
5. Оценка влияния зимнего атмосферного форсинга на изменчивость термохалинных характеристик деятельного слоя Черного моря / В. Б. Пиотух [и др.] // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2009. Вып. 6, т. 1. С. 442–450.
6. *Баянкина Т. М., Сизов А. А., Юровский А. В.* О роли холодных вторжений в формировании аномалии зимней поверхностной температуры Черного моря // *Процессы в геосредах*. 2017. № 3. С. 565–572. EDN ZMQSHL.
7. *Сизов А. А., Баянкина Т. М.* Особенность формирования температуры верхнего слоя Черного моря во время холодного вторжения // *Доклады академии наук*. 2019. Т. 487, № 4. С. 443–447. EDN RQYGBS. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524874443-447>
8. *Гавриков А. В., Иванов А. Ю.* Аномально сильная бора на Черном море: наблюдение из космоса и численное моделирование // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2015. Т. 51, № 5. С. 615–626. EDN UIMEYB. <https://doi.org/10.7868/S0002351515050053>
9. *Иванов А. Ю.* Новороссийская бора: взгляд из космоса // *Исследование Земли из космоса*. 2008. № 2. С. 68–83. EDN IJUSSB.
10. *Ефимов В. В., Комаровская О. И.* Пространственно-временная структура ялтинской боры // *Морской гидрофизический журнал*. 2015. № 3. С. 3–14. EDN VDUWCV. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2015-3-3-14>
11. *Ефимов В. В., Комаровская О. И.* Возмущения, вносимые Крымскими горами в поля скорости ветра // *Морской гидрофизический журнал*. 2019. Т. 35, № 2. С. 134–146. EDN WEALEB. <https://doi.org/10.22449/1573-160X-2019-2-123-134>
12. The NOW regional coupled model: Application to the tropical Indian Ocean climate and tropical cyclone activity / G. Samson [et al.] // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. 2014. Vol. 6, iss. 3. P. 700–722. <https://doi.org/10.1002/2014ms000324>
13. *Umlauf L., Burchard H.* A generic length-scale equation for geophysical turbulence models // *Journal of Marine Research*. 2003. Vol. 61, iss. 2. P. 235–265. <https://doi.org/10.1357/002224003322005087>
14. *Melfi S. H., Palm S. P.* Estimating the Orientation and Spacing of Midlatitude Linear Convective Boundary Layer Features: Cloud Streets // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2012. Vol. 69, iss. 1. P. 352–364. <https://doi.org/10.1175/jas-d-11-070.1>
15. *Иванов В. А., Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. Севастополь : Морской гидрофизический институт, 2011. 212 с. EDN XPERZR.
16. Формирование прибрежного течения в Черном море из-за пространственно-неоднородного ветрового воздействия на верхний квазиоднородный слой / А. Г. Зацепин [и др.] // *Океанология*. 2008. Т. 48, № 2. С. 176–192. EDN IJKJEJ.
17. *Гилл А.* Динамика атмосферы и океана. В 2-х т. Т. 1. Перевод с английского. Москва : Мир, 1986. 396 с.
18. *Lin Y.-L.* Mesoscale Dynamics. Cambridge : Cambridge University Press, 2007. 630 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511619649>

Об авторах:

Ефимов Владимир Васильевич, заведующий отделом взаимодействия атмосферы и океана, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, профессор, **SPIN-код: 4902-8602**, **ResearcherID: P-2063-2017**, **Scopus Author ID: 6602381894**, vefim38@mail.ru

Яровая Дарья Александровна, ведущий научный сотрудник, отдел взаимодействия атмосферы и океана, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **SPIN-код: 9569-5642**, **ResearcherID: Q-4144-2016**, **ORCID ID: 0000-0003-0949-2040**, **Scopus Author ID: 57205741734**, darik777mhi-ras@mail.ru

Численное моделирование глубинных течений в Черном море с помощью двухслойной вихреразрешающей модели

А. А. Павлушин ✉

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

Поступила в редакцию 23.12.2024; одобрена после рецензирования 23.01.2025;
принята к публикации 15.05.2025.

Аннотация

Цель. Методом численного моделирования рассчитать и построить карты глубинных течений в Черном море, определить характерные особенности глубоководной циркуляции – цель настоящего исследования.

Методы и результаты. Для расчета течений использовалась двухслойная вихреразрешающая модель, учитывающая рельеф дна. Движение возбуждалось касательным напряжением ветра со среднегодовой циклонической завихренностью. В результате расчетов на длительный срок для верхнего и нижнего слоя получены поля скорости течений и толщины слоев. Рассчитаны кинетические энергии средних и «вихревых» течений, определены параметры волновых колебаний в поле скорости течений.

Выводы. В результате получено, что в глубоководном слое Черного моря под воздействием ветра с циклонической завихренностью формируется замкнутая система течений, которая переносит воду в циклоническом направлении. Основными элементами глубоководной циркуляции являются вихревые образования, распространяющиеся над материковыми склоном и материковым подножием. Возможными причинами формирования вихревых структур в глубоководной части моря можно назвать неустойчивость Основного Черноморского течения, топографический и планетарный β -эффект.

Ключевые слова: Черное море, крупномасштабная циркуляция, глубинные течения, математическое моделирование, топографический β -эффект, планетарный β -эффект, волны Россби

Благодарности: работа выполнена в рамках тем государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2023-0003 и FNNN-2024-0012.

Для цитирования: Павлушин А. А. Численное моделирование глубинных течений в Черном море с помощью двухслойной вихреразрешающей модели // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 4. С. 515–536. EDN DJDGJO.

Numerical Simulation of Deep Currents in the Black Sea Using a Two-Layer Eddy-Resolving Model

A. A. Pavlushin ✉

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

✉ pavlushin@mhi-ras.ru

Abstract

Purpose. The purpose of the study is to calculate and plot the maps of deep currents in the Black Sea, as well as to determine the characteristic features of deep-sea circulation.

Methods and Results. A two-layer eddy-resolving model taking into account the real bottom relief was applied to calculate the currents. The motion was induced by the wind tangential stress with an annual average cyclonic vorticity. The calculations for a long-term period have resulted in obtaining the fields of current velocity and layer thickness for the upper and lower layers. The kinetic energy of average and “vortex” currents was calculated, and the wave oscillation parameters in the field of current velocity were defined.

Conclusions. The results of simulation made it possible to establish that in the deep layer of the Black Sea, the closed current system transporting water in a cyclonic direction is formed under the impact of wind with cyclonic vorticity. The basic elements of deep-sea circulation are the eddy formations that spread over the continental slope and continental rise. The Rim Current instability, as well as the topographic and planetary β -effects are the possible reasons for formation of vortex structures in the deep part of the Black sea.

Keywords: Black Sea, large-scale circulation, deep currents, mathematical modeling, topographic β -effect, planetary β -effect, Rossby waves

Acknowledgments: the study was carried out within the framework of state assignment of FSBSI FRC MHI on themes FNNN-2023-0003 and FNNN-2024-0012.

For citation: Pavlushin, A.A., 2025. Numerical Simulation of Deep Currents in the Black Sea Using a Two-Layer Eddy-Resolving Model. *Physical Oceanography*, 32 (4), pp. 537-557.

Введение

Крупномасштабная циркуляция вод в Черном море, как считается, достаточно хорошо изучена научным сообществом. Период инструментальных наблюдений за течениями составляет более ста лет. Схема течений, основным элементом которой является меандрирующее Основное Черноморское течение (ОЧТ), расположенное по периметру глубоководной части моря, была впервые описана советским ученым Н. М. Книповичем в 1932 г.¹ Он предположил наличие внутри большого круговорота ОЧТ двух отдельных крупномасштабных циклонических вихрей, благодаря которым схема получила красивое название «очки Книповича». С тех пор эта схема циркуляции не подвергалась значительным изменениям, лишь уточнялась [1].

Кроме ОЧТ, элементами крупномасштабной циркуляции в Черном море являются вихревые образования – в основном антициклоны, которые формируются в ложбинах меандров между ОЧТ и берегом. Обычно их пространственный размер составляет 30–150 км. В научной литературе эти вихревые

¹ Книпович Н. М. Гидрологические исследования в Черном море // Труды Азово-Черноморской научно-промышленной экспедиции. 1932. Изд-во ВНИИ мор. рыбного хоз-ва. Вып. 10. 272 с. 516

образования называются мезомасштабными вихрями, а ОЧТ – крупномасштабным течением. Однако, согласно классификации А. С. Монины², мезомасштабные вихри соответствуют процессам синоптической изменчивости, а ОЧТ – сезонной. Наиболее часто антициклонические вихри справа от ОЧТ, известные как квазистационарные Батумский и Севастопольский антициклоны [1], наблюдаются у восточного берега моря и к западу от Крымского п-ова.

Необходимо отметить, что все вышеперечисленные элементы крупномасштабной циркуляции существуют только в слое воды над главным пикноклином [2]. Перемещения водных масс, расположенных ниже пикноклина до самого дна, которые образуют глубинную циркуляцию, несмотря на длительный период наблюдений, изучены крайне слабо, поскольку проведение прямых измерений течений на больших глубинах и на длительный срок весьма трудно и дорого.

Отсутствие достаточного количества наблюдений привело к возникновению различных, часто противоречивых гипотез о силе и направлении глубинных течений. Одни из них предполагали полное их отсутствие, другие – разнонаправленность. Справедливости ради стоит отметить, что эпизодические измерения параметров течений на больших глубинах все же проводились. Результаты обработки данных наблюдений, собранных за много лет в Банке океанографических данных Морского гидрофизического института (БОД МГИ), можно найти в работе [3], из выводов которой следует, что в глубине Черного моря могут существовать течения переменного направления со скоростями до 25 см/с.

Научный прогресс не стоит на месте, и в XXI в. появились новые методы исследования глубоководных течений в Черном море. Во-первых, это буи *Argo*, которые запускают в Черном море с 1999 г. Они не измеряют непосредственно параметры течений, но позволяют рассчитать их траектории и средние скорости по перемещениям на определенной глубине.

После обработки большого массива данных буйев *Argo* [4] был получен результат, который свидетельствует о том, что в среднем глубоководные течения движутся в циклоническом направлении вдоль изобат со скоростью 4–6 см/с. С учетом толщины слоя воды ниже пикноклина переносимая этими течениями масса воды оказывается больше массы, переносимой ОЧТ. Данное обстоятельство свидетельствует о том, что глубинные течения нельзя считать слабыми.

В 2016 г. учеными Института океанологии РАН и Морского гидрофизического института РАН на материковом склоне Черного моря была установлена долговременная буйковая станция, на которой в течение года с помощью доплеровского измерителя течений (*ADCP*) проводились измерения параметров течений в одной точке на глубине 1700 м [5]. Согласно этим измерениям, амплитуда колебаний горизонтальных составляющих скорости течений в глубине Черного моря составила ± 15 см/с, что позволяет предположить наличие в поле течений волновых процессов.

² Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана. Ленинград : Гидрометеиздат, 1974. 262 с.

Еще одним важным источником информации о течениях в Черном море являются результаты математического моделирования. Существует множество численных расчетов черноморской циркуляции, выполненных с помощью различных моделей [6–13]. Большинство из них успешно воспроизводят основные особенности крупномасштабной и мезомасштабной динамики моря в слое, расположенном выше главного пикноклина. Однако, когда речь заходит о глубинных течениях, полученных в численных моделях, авторы не всегда подробно их описывают и анализируют. При этом результаты, полученные разными авторами, могут существенно различаться как по величине скорости течений, так и по направлению глубинной циркуляции [11]. Кроме того, большое влияние на конечный результат может оказывать использование в моделях процедуры усвоения данных натурных наблюдений.

В работах [14–16], посвященных моделированию глубинной циркуляции в Черном море с помощью модели МГИ, основное внимание уделяется течениям над материковым склоном вдоль Кавказского побережья. В этой узкой области, расположенной на периферии глубинного слоя, периодически наблюдаются узкие струйные течения, направленные против основной циклонической циркуляции. При этом глубоководные течения в центральной части моря в этих работах описаны недостаточно полно, хотя скорости течений и толщина вовлеченного в движение слоя воды в этих областях значительно больше, чем на периферии.

Цель данной работы заключается в подробном описании и анализе полей глубинных течений, которые получаются в результате численного моделирования с использованием двухслойной вихреразрешающей модели, учитывающей реальный рельеф дна [17, 18]. Расчеты, проведенные с помощью данной модели, показали хорошее совпадение с реально наблюдаемой крупномасштабной циркуляцией в верхнем слое моря. Это объясняется тем, что в Черном море существует большой перепад плотности воды между поверхностными и глубинными водными массами, что позволяет рассматривать море как двухслойное [2]. Поскольку фактическая плотность воды в слое ниже основного пикноклина в Черном море меняется слабо [1], есть основания полагать, что глубинная циркуляция, рассчитанная с помощью двухслойной модели, может быть близка к реальной.

Одной из особенностей модели является учет рельефа дна, который оказывает значительное влияние на формирование глубинной циркуляции. Кроме того, упрощенная модель позволяет получить статистически равновесное решение, которое можно использовать для получения средних по времени оценок циркуляции и энергетических параметров течений.

Материалы и методы

Двухслойная модель. Выбор параметров. В модели рассматривается замкнутый водный бассейн, состоящий из двух однородных слоев жидкости с различной плотностью ($\rho_1 < \rho_2$). Уравнения двухслойной модели получаются интегрированием в пределах верхнего и нижнего слоя «примитивных» уравнений движения и неразрывности в декартовой системе координат с вертикальной осью Z , направленной вниз:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial u_1 h_1}{\partial t} + \frac{\partial u_1^2 h_1}{\partial x} + \frac{\partial v_1 u_1 h_1}{\partial y} - f v_1 h_1 &= g h_1 \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \tau^x - R_L^x + A_B h_1 \Delta(\Delta u_1), \\
\frac{\partial v_1 h_1}{\partial t} + \frac{\partial u_1 v_1 h_1}{\partial x} + \frac{\partial v_1^2 h_1}{\partial y} + f u_1 h_1 &= g h_1 \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \tau^y - R_L^y + A_B h_1 \Delta(\Delta v_1), \\
\frac{\partial u_2 h_2}{\partial t} + \frac{\partial u_2^2 h_2}{\partial x} + \frac{\partial v_2 u_2 h_2}{\partial y} - f v_2 h_2 &= g h_2 \frac{\partial \zeta}{\partial x} + g' h_2 \frac{\partial h_1}{\partial x} + R_L^x - R_D^x + A_B h_2 \Delta(\Delta u_2), \\
\frac{\partial v_2 h_2}{\partial t} + \frac{\partial u_2 v_2 h_2}{\partial x} + \frac{\partial v_2^2 h_2}{\partial y} + f u_2 h_2 &= g h_2 \frac{\partial \zeta}{\partial y} + g' h_2 \frac{\partial h_1}{\partial y} + R_L^y - R_D^y + A_B h_2 \Delta(\Delta v_2), \\
\frac{\partial h_1}{\partial t} + \frac{\partial u_1 h_1}{\partial x} + \frac{\partial v_1 h_1}{\partial y} &= 0, \\
\frac{\partial h_2}{\partial t} + \frac{\partial u_2 h_2}{\partial x} + \frac{\partial v_2 h_2}{\partial y} &= 0,
\end{aligned}$$

где $(u_1, v_1), (u_2, v_2)$ – горизонтальные компоненты скорости течений в верхнем и нижнем слоях соответственно (ось X направлена на восток, ось Y – на север); $f = f_0 + \beta y$ – параметр Кориолиса, $f_0 = 10^{-4}$ 1/с, $\beta = 1,67 \cdot 10^{-11}$ 1/(м·с); $g = 9,81$ м/с² – ускорение свободного падения; $g' = g(\rho_2 - \rho_1) / \rho_2$ – редуцированное ускорение свободного падения; ρ_1, ρ_2 – плотность морской воды в слоях; R_L^x, R_L^y – компоненты силы трения на границе раздела слоев, $\{R_L^x = r_1(u_1 - u_2), R_L^y = r_1(v_1 - v_2)\}$ при $h_2 > 0$, $\{R_L^x = (r_2 + r_3|\mathbf{u}_1|)u_1, R_L^y = (r_2 + r_3|\mathbf{u}_1|)v_1\}$ при $h_2 = 0$; R_D^x, R_D^y – компоненты придонного трения в нижнем слое $\{R_D^x = (r_2 + r_3|\mathbf{u}_2|)u_2, R_D^y = (r_2 + r_3|\mathbf{u}_2|)v_2\}$, r_1, r_2, r_3 – эмпирические коэффициенты; A_B – коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости; τ^x, τ^y – компоненты касательного напряжения ветра; $\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$ – оператор Лапласа.

Для замыкания системы уравнений используется интегральное уравнение неразрывности в приближении «твердой крышки»:

$$U_x + V_y = 0,$$

что позволяет ввести интегральную функцию тока ψ при

$$U = -\psi_y, \quad V = \psi_x,$$

где $U = u_1 h_1 + u_2 h_2$, $V = v_1 h_1 + v_2 h_2$, – компоненты полного потока.

Граничные условия на поверхности моря, поверхности раздела слоев и на дне учтены при выводе уравнений (1) – (4). На боковых границах задаются условия равенства нулю обеих компонент скорости течения (прилипание) и условие равенства нулю лапласиана скорости:

$$u_k = v_k = 0, \quad \Delta u_k = \Delta v_k = 0, \quad k = 1, 2.$$

Параметр Кориолиса рассматривается в приближении β -плоскости. В модели учитываются придонное трение, трение между слоями и горизонтальная турбулентная вязкость, заданная бигармоническим оператором. Движение в модели возбуждается только касательным напряжением ветра. Потoki плавучести на поверхности моря и боковых границах не задаются, но баланс плавучести в модели учитывается наличием двух слоев различной плотности (граница между слоями имитирует постоянный пикноклин).

Конечно-разностная аппроксимация уравнений модели реализована на прямоугольной сетке B по терминологии Аракавы. Дивергентные члены в уравнениях движения и неразрывности аппроксимируются центральными разностями. Для интегрирования по времени используется полуневьяная схема [19].

В экспериментах, результаты которых были использованы в данной работе, горизонтальный шаг сетки и шаг интегрирования по времени составили $\Delta x = \Delta y = 2$ км, $\Delta t = 120$ с соответственно. При заданном временном шаге интегрирования коэффициент бигармонической турбулентной вязкости $A_B = 1,5 \cdot 10^8$ м⁴/с обеспечивал устойчивость численной схемы.

Другие эмпирические параметры модели были заданы в соответствии с реальными параметрами Черного моря. Редуцированное ускорение свободного падения $g' = g(\rho_2 - \rho_1)/\rho_2$, определяющее перепад плотности в слоях, соответствовало разнице в солёности верхнего и нижнего слоев ($\Delta S = 4$ ‰) и составило 0,032 м/с². Толщина верхнего слоя в состоянии покоя $h_0 = 100$ м.

Придонное трение принималось пропорциональным квадрату скорости течения, коэффициент трения определялся таким образом, чтобы скорости глубинных течений в модели соответствовали скоростям, приведенным в работах [4, 5].

Модельные поля касательного напряжения ветра на поверхности моря рассчитывались с помощью эмпирических формул, учитывающих особенности пространственной и временной изменчивости реальных полей ветра [20]. При этом среднегодовые значения завихренности касательного напряжения ветра попадали в диапазон значений, известных по наблюдениям [1].

В качестве характеристик, позволяющих отслеживать ход численного эксперимента, использовались средние по акватории моря значения кинетической энергии в верхнем $\langle K_1 \rangle$ и нижнем $\langle K_2 \rangle$ слоях, которые определялись по формулам

$$\langle K_1 \rangle = \rho \left\langle h_1 \frac{u_1^2 + v_1^2}{2} \right\rangle, \quad \langle K_2 \rangle = \rho \left\langle h_2 \frac{u_2^2 + v_2^2}{2} \right\rangle,$$

где угловые скобки означают осреднение по площади всего моря; (u_1, v_1) , (u_2, v_2) – горизонтальные составляющие скорости течений в верхнем и нижнем слое соответственно; h_1, h_2 – толщины слоев; ρ – средняя плотность воды в море.

Результаты численных экспериментов

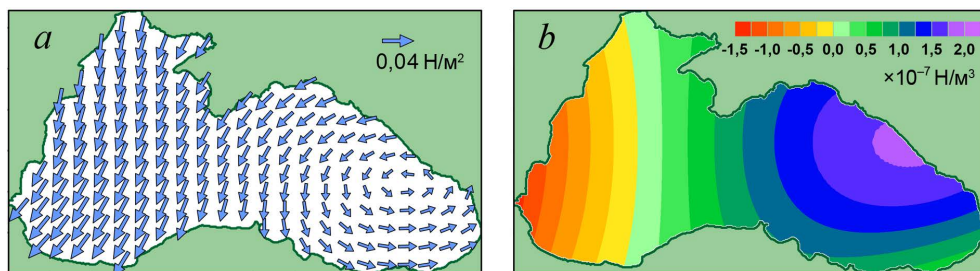
Анализ пространственно-временной изменчивости полей глубинных течений осуществлялся по результатам трех численных экспериментов, проведенных с помощью описанной выше двухслойной модели. Эксперименты, обозначенные в работе как $E1$, $E2$, $E3$, различались между собой только величиной и периодичностью ветрового воздействия на морскую поверхность. Во всех экспериментах расчет начинался из состояния покоя, при котором уровень моря и граница раздела слоев считались горизонтальными, скорости течений равнялись нулю.

В эксперименте $E1$ поле касательного напряжения ветра задавалось стационарным по времени, но учитывающим особенности его пространственного распределения [20]. Как было показано в работе [21], эти особенности играют значимую роль для адекватного формирования крупномасштабной циркуляции. Цель эксперимента $E1$ состояла в том, чтобы проследить этапы формирования циркуляции из состояния покоя до выхода решения в режим статистического равновесия. Кроме того, в результате экспериментов установлено, что при стационарных внешних условиях модель быстрее достигает режима статистического равновесия. Алгоритмически стационарное поле $\tau(x, y) = (\tau^x, \tau^y)$ рассчитывалось с помощью формул

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

где τ_0^x, τ_0^y – постоянные амплитудные значения; $\alpha \in [0; 1]$ – коэффициент, определяющий распространение зоны антициклонической завихренности на восток; $S \in [0; 0,5]$ – параметр, определяющий временную изменчивость.

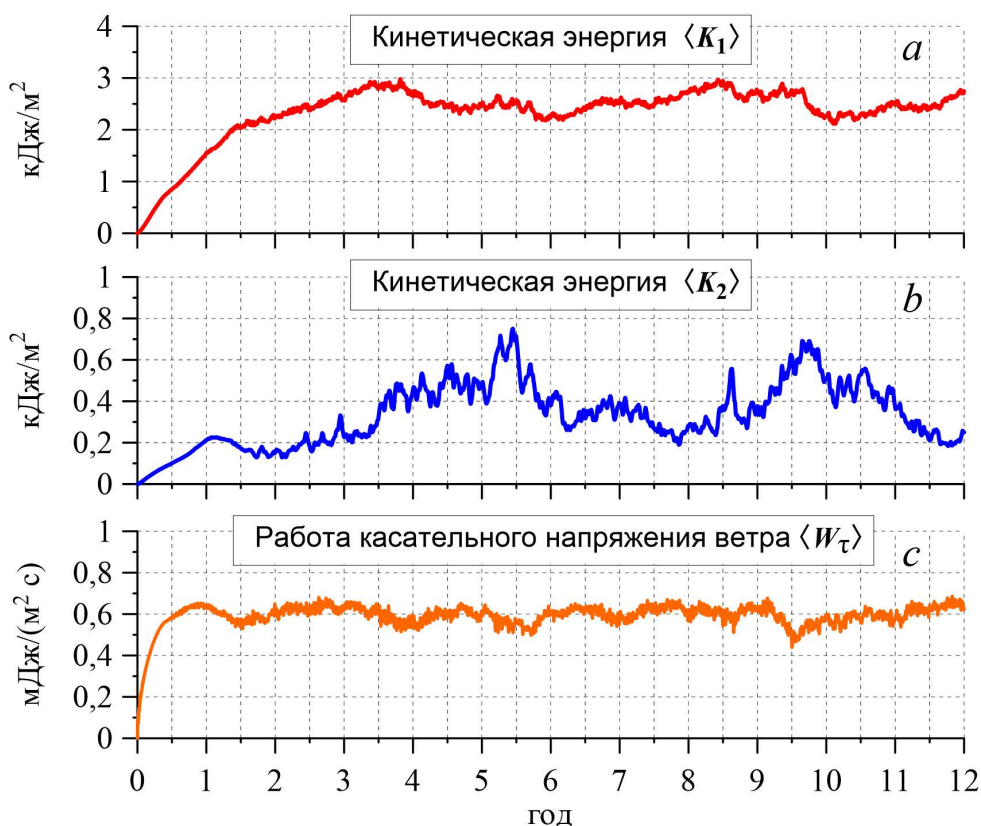
На рис. 1 приведены карты полей τ и $\text{rot}_z \tau$ в эксперименте $E1$. Для расчета τ в формуле (1) использовались значения $\tau_0^x = \tau_0^y = 0,05 \text{ Н/м}^2$, $\alpha = 0,85$, $S = 0,4$. Согласно этому рисунку, завихренность τ имеет положительный максимум (соответствует циклону) в восточной части моря. В западной части моря расположена область с отрицательной (антициклонической) завихренностью τ .



Р и с. 1. Стационарные поля τ (a) и $\text{rot}_z \tau$ (b) в эксперименте $E1$

F i g. 1. Stationary fields τ (a) and $\text{rot}_z \tau$ (b) in experiment $E1$

На графиках временной изменчивости $\langle K_1 \rangle$ и $\langle K_2 \rangle$, построенных для эксперимента $E1$ (рис. 2, a, b), видно, что в течение первого года от начала расчетов кинетическая энергия течений растет как в верхнем, так и в нижнем слое моря. В это время под действием ветра с циклонической завихренностью в верхнем слое происходит формирование струи ОЧТ, которая располагается левее границы распространения нижнего (глубоководного) слоя (рис. 3, $a1$). В нижнем слое вследствие экмановской накачки [22] образуются течения, направленные преимущественно вдоль изобат (рис. 3, $b1$).



Р и с. 2. Зависимость от времени $\langle K_1 \rangle$ (a), $\langle K_2 \rangle$ (b), $\langle W_\tau \rangle$ (c) в эксперименте $E1$

F i g. 2. Time dependence of $\langle K_1 \rangle$ (a), $\langle K_2 \rangle$ (b) and $\langle W_\tau \rangle$ (c) in experiment $E1$

Рядом с полями скорости течений (рис. 3, $a1, b1$) приведены соответствующие им поля уровня моря ζ и функции M (рис. 3, $a2, b2$). Функция $M = \zeta + g'/g(h_1 - h_0)$ (аналогичная потенциалу Монтгомери в метеорологии) определяет давление воды в нижнем слое, так же как ζ определяет давление воды в верхнем слое.

Скалярные поля ζ и M удобно использовать для визуализации течений вместо векторных полей u_1, u_2 , поскольку геострофическое равновесие позволяет рассматривать изолинии ζ в качестве линий тока течений верхнего слоя, а изолинии M – в качестве линий тока течений нижнего слоя. Течения направлены таким образом, чтобы более высокие значения ζ и M находились справа по

направлению потока. Скорость течений при этом обратно пропорциональна расстоянию между изолиниями ζ , M .

Для удобства сопоставления течений в верхнем и нижнем слое на картах M розовым цветом показаны изолинии ζ , соответствующие стрекню ОЧТ.

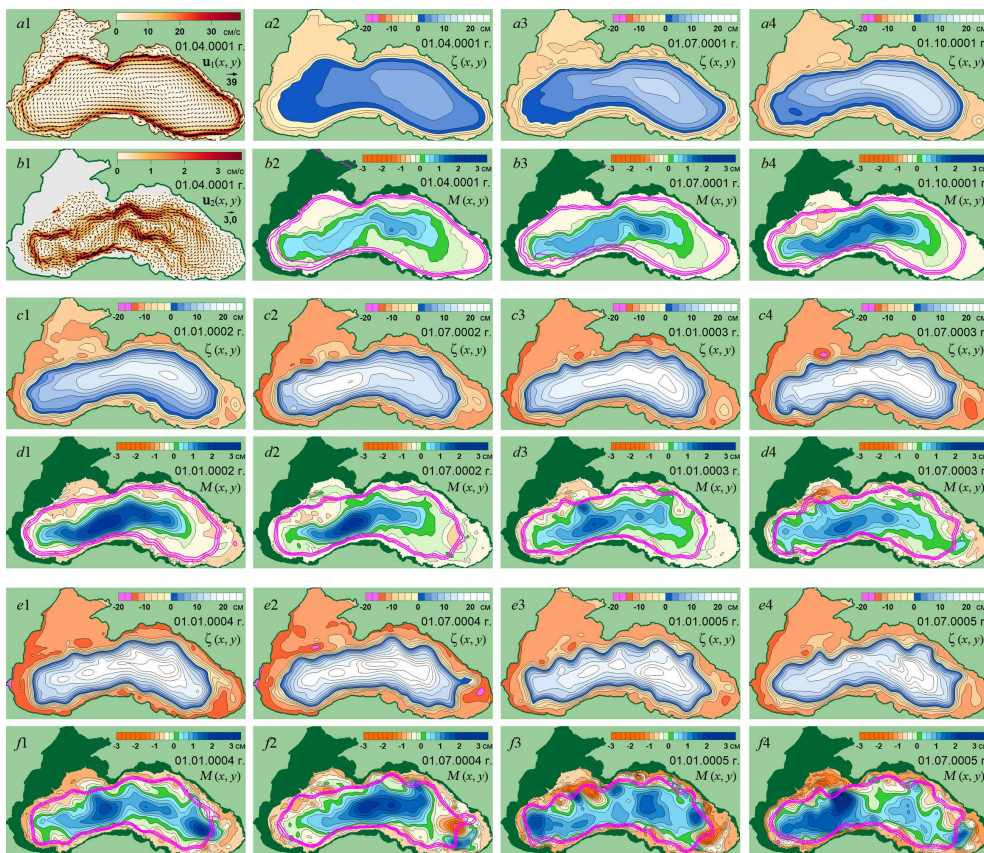


Рис. 3. Мгновенные поля u_1 (a1), u_2 (b1), ζ (a2 – a4, c1 – c4, e1 – e4), M (b2 – b4, d1 – d4, f1 – f4) в эксперименте E1

Fig. 3. Instantaneous fields u_1 (a1), u_2 (b1), ζ (a2 – a4, c1 – c4, e1 – e4) and M (b2 – b4, d1 – d4, f1 – f4) in experiment E1

Карты $\zeta(x, y)$ и $M(x, y)$ с датами 01.07.0001–01.01.0002 (рис. 3, a3, a4, b3, b4, c1, d1) показывают, что течения в верхнем (ОЧТ) и нижнем слоях усиливаются во время первого года, вызывая рост значений $\langle K_1 \rangle$ и $\langle K_2 \rangle$ (рис. 2, a, b).

Во второй год усиление ОЧТ (рис. 3, c2 – c4) и рост $\langle K_1 \rangle$ продолжают, а в нижнем слое, наоборот, происходит ослабление циркуляции (рис. 3, d2 – d4) и уменьшение $\langle K_2 \rangle$. Такое поведение течений и кинетических энергий объясняется ослаблением работы касательного напряжения ветра $\langle W_\tau \rangle$ после достижения его максимума в конце первого года (рис. 2, c). В результате, подъем границы раздела слоев, вызываемый экмановской накачкой, замедляется.

Уменьшение $\langle W_\tau \rangle$, в свою очередь, связано со спрямлением струи ОЧТ на востоке моря и ее перемещением из зоны с максимальной завихренностью касательного напряжения ветра (рис. 3, *a4*).

К концу второго года приток в море энергии от ветра стабилизируется и до конца расчетов остается в определенных пределах (рис. 2, *c*), что характерно для статистически-равновесного режима. К стабилизации $\langle W_\tau \rangle$ приводят рост скорости поверхностных течений и неустойчивость ОЧТ, проявляющаяся в его меандрировании. Неустойчивость возникает в середине первого года и развивается в течение второго и третьего годов (рис. 3, *a3*, *a4*, *c1* – *c4*).

Усиление неустойчивости ОЧТ приводит к образованию на периферии нижнего слоя (под ОЧТ) вихревых образований (ВО)³, которые перемещаются над материковым склоном и материковым подножием в циклоническом направлении синхронно с меандрами ОЧТ (рис. 3, *d1* – *d4*, *f1* – *f4*). Наиболее интенсивно данный процесс происходит в северной половине моря.

В течение третьего и четвертого годов кинетическая энергия течений в двух слоях увеличивается (рис. 2, *a*, *b*). В нижнем слое рост энергии происходит за счет увеличения количества и размеров вихревых образований, формирующихся над материковым склоном и материковым подножием. К началу пятого года вихреобразование в нижнем слое достигает максимального развития (рис. 3, *f3*), соответствующего уровню поступающей в море ветровой энергии в режиме статистического равновесия.

Вихревые образования, образующиеся в нижнем слое моря, представляют собой возмущения в поле течений, перемещающиеся в пространстве, т. е. волны. По характеру проявления эти волны относятся к классу градиентно-вихревых [23], которые образуются вследствие выполнения закона сохранения потенциального вихря [24], имеющего для нижнего слоя двухслойной жидкости следующий вид:

$$\frac{d}{dt} \frac{f + \xi_2}{H} = 0 \quad \text{или} \quad \frac{f + \xi_2}{H} = \text{const},$$

где $\xi_2 = \frac{\partial v_2}{\partial x} - \frac{\partial u_2}{\partial y}$ – относительная завихренность скорости течений в нижнем слое.

Согласно этому закону, если при перемещении водной массы происходит изменение параметра Кориолиса f и/или глубины моря $H(x, y)$, то это приводит к изменению относительной завихренности движущейся воды ξ_2 . В первом случае формируются планетарные волны Россби, во втором – захваченные наклонным дном волны (разновидность топографических волн Россби). В роли наклонного дна выступают материковый склон и материковое подножие.

Далее на примере экспериментов *E2*, *E3* рассмотрим особенности формирования глубинной циркуляции в статистически равновесном режиме. В этих экспериментах использовалось поле касательного напряжения ветра $\tau(x, y, t)$,

³ Антициклонические вихри в глубоководной восточной части Черного моря летом-осенью 1999 г. (спутниковые и судовые наблюдения) / А. И. Гинзбург [и др.] // Исследование Земли из космоса. 2001. № 5. С. 3–11.

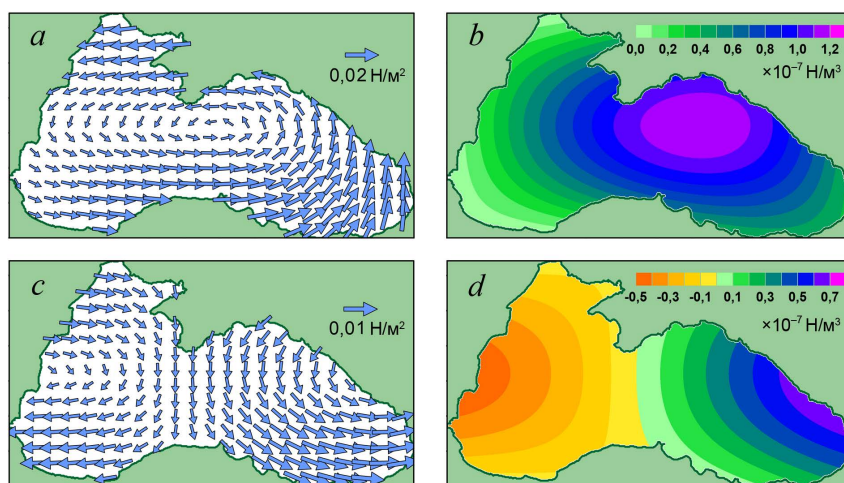
имитирующее кроме его пространственной неоднородности и сезонную изменчивость, для чего параметр S в формулах (1) задавался в виде функции от времени

$$S(t) = 0,5 \cdot \sin^2\left(\frac{\pi}{8640} \cdot t\right),$$

где t – время в часах.

Интенсивность ветрового воздействия регулировалась использованием в выражениях (1) различных амплитудных значений τ_0^x, τ_0^y . В эксперименте $E2$ они задавались равными $0,02 \text{ Н/м}^2$, что обеспечивало величину средней по площади моря и за год завихренности $\overline{\langle \text{rot}_z \tau \rangle} = 3,8 \cdot 10^{-8} \text{ Н/м}^3$. В эксперименте $E3$ были заданы значения τ_0^x, τ_0^y , равные $0,015 \text{ Н/м}^2$, при которых $\overline{\langle \text{rot}_z \tau \rangle} = 2,6 \cdot 10^{-8} \text{ Н/м}^3$. В обоих экспериментах $\alpha = 0,75$.

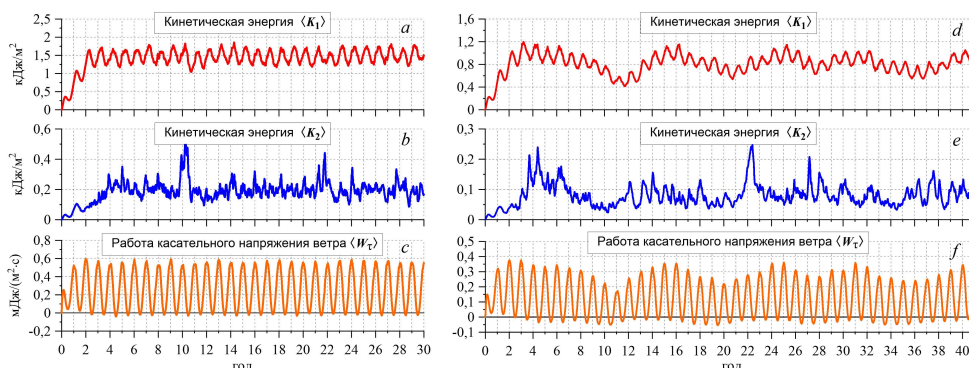
Использование в экспериментах $E2$ и $E3$ ветра разной интенсивности объясняется наличием двух возможных режимов крупномасштабной циркуляции в Черном море. В работе [25] было продемонстрировано, что в зависимости от интенсивности ветрового воздействия в Черном море могут формироваться два различных режима крупномасштабной циркуляции. Первый режим устанавливается при превышении среднегодовой величины завихренности касательного напряжения ветра над всей акваторией моря $T = \overline{\langle \text{rot}_z \tau \rangle}$ некоторого порогового значения $T_{\text{пор}}$. В данном режиме ОЧТ постоянно распространяется над материковым склоном, охватывая глубоководную область Черного моря по периметру. В случае, если $T = \overline{\langle \text{rot}_z \tau \rangle}$ оказывается ниже порогового значения $T_{\text{пор}}$, формируется второй режим циркуляции. В этом режиме восточная ветвь ОЧТ периодически (один раз в 7–10 лет) отходит от береговой линии и перемещается в западном направлении, что вызывает смещение основного кольца циркуляции в западную половину Черного моря.



Р и с. 4. Поля τ и $\text{rot}_z \tau$ в январе (a, b) и в июле (c, d) в эксперименте $E2$
Fig. 4. Fields τ and $\text{rot}_z \tau$ in experiment $E2$ in January (a, b) and July (c, d)

Поля τ и $\text{rot}_z \tau$ для 1 января и 1 июля в эксперименте *E2* показаны на рис. 4. Зимой над всем морем действует циклоническая завихренность τ с максимумом в восточной половине моря. Затем в течение первой половины года этот максимум смещается на восток, а над западной половиной моря устанавливается область с антициклонической завихренностью τ . Во второй половине года изменение τ и $\text{rot}_z \tau$ происходит в противоположном направлении.

Временная изменчивость $\langle K_1 \rangle(t)$, $\langle K_2 \rangle(t)$, $\langle W_\tau \rangle(t)$ в эксперименте *E2* в виде графиков приведена на рис. 5, *a*, *b*, *c*. Видно, что сезонная изменчивость поля касательного напряжения ветра вызывает колебания притока ветровой энергии $\langle W_\tau \rangle$ и интенсивности циркуляции в верхнем слое, индикатором которой служит $\langle K_1 \rangle$. Сезонный ход $\langle K_1 \rangle$ отстает от $\langle W_\tau \rangle$ примерно на три месяца, что объясняется инерционностью динамической системы.



Р и с. 5. Графики кинетической энергии и работы касательного напряжения ветра в экспериментах *E2* (*a*, *b*, *c*) и *E3* (*d*, *e*, *f*)

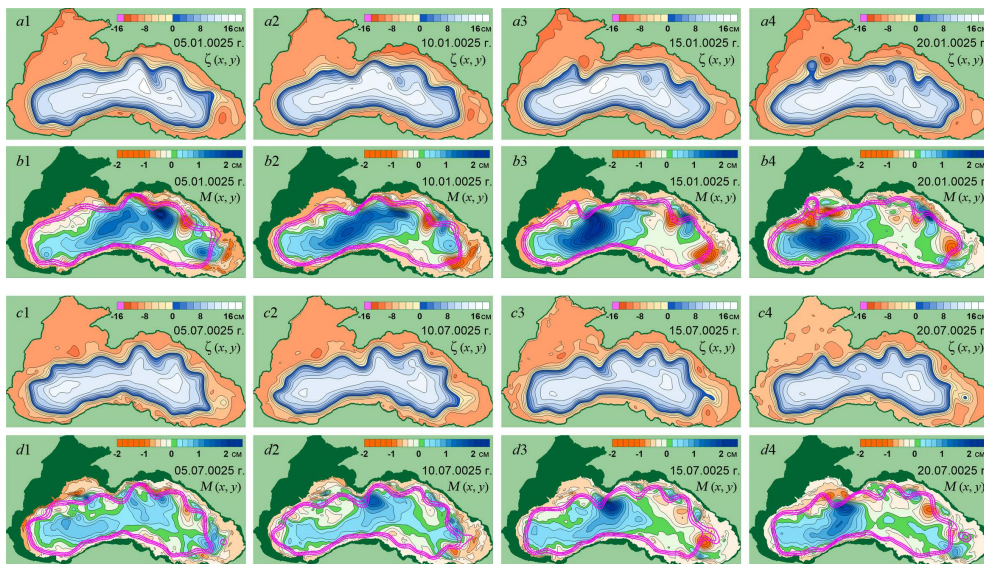
F i g. 5. Graphs of kinetic energy and work of wind tangential stress in experiments *E2* (*a*, *b*, *c*) and *E3* (*d*, *e*, *f*)

Средняя по акватории моря кинетическая энергия течений в нижнем слое характеризуется сильной изменчивостью (рис. 5, *b*); при этом многие всплески $\langle K_2 \rangle$ приходятся на моменты максимумов $\langle W_\tau \rangle$. Однако однозначно связать $\langle K_2 \rangle$ с сезонным ходом $\langle W_\tau \rangle$ или $\langle K_1 \rangle$ было бы необоснованно. Кроме того, сопоставляя графики временной изменчивости $\langle K_1 \rangle$ и $\langle K_2 \rangle$ (рис. 5, *a*, *b*), необходимо учитывать разницу в масштабах шкал и тот факт, что рассматриваются осредненные характеристики.

Динамику циркуляции в верхнем и нижнем слоях можно проследить по последовательным полям $\zeta(x, y)$ и $M(x, y)$, приведенным на рис. 6. Изображения в двух горизонтальных верхних рядах соответствуют зимнему сезону, в двух нижних – летнему. На рисунках, которые отображают поля M , дополнительно нанесены изолинии ζ положения стрежня ОЧТ. Видно, что ОЧТ в верхнем слое моря более устойчиво в зимний период. Об этом можно судить по количеству и размеру меандров, которых в июле больше, чем в январе.

В нижнем слое в январе наблюдается усиление течений в центральной части глубоководной котловины моря по сравнению с июлем (рис. 6, *b1* – *b4*, *d1* – *d4*), что, вероятно, вызвано усилением экмановской накачки в зимний период. Другая причина может быть связана с перемещением над материковым подно-

жиem вдоль северо-восточного материкового склона более интенсивных вихревых образований, которые изначально образуются в юго-восточной части моря в районе Трабзона. По мере продвижения в сторону Крымского п-ова они постепенно ослабевают, но за ним снова активизируются, усиливая течения в западной части глубоководной котловины моря (рис. 6, *b3*, *b4*).



Р и с. 6. Мгновенные поля $\zeta(x, y)$ и $M(x, y)$ в эксперименте *E2*
F i g. 6. Instantaneous fields $\zeta(x, y)$ and $M(x, y)$ in experiment *E2*

В летний период генерация, перемещение и трансформация вихревых образований вдоль северного материкового склона происходят аналогичным образом, но с меньшей интенсивностью (рис. 6, *d3*, *d4*).

При визуальном сравнении положения струи ОЧТ с вихревыми образованиями в нижнем слое (рис. 6, *b1* – *b4*, *d1* – *d4*) между ними обнаруживается согласованность. В большинстве случаев над циклоническими ВО струя ОЧТ направлена от берега в сторону моря, над антициклоническими – наоборот. Фазовые скорости перемещения меандров ОЧТ и ВО оказываются одинаковыми.

В эксперименте *E3*, как уже говорилось, использовалось поле касательного напряжения ветра, у которого средняя по акватории моря и за год завихренность $T = \overline{\langle \text{rot}_z \tau \rangle}$ была меньше порогового значения $T_{\text{пор}}$. В результате в модели возникали колебания интенсивности циркуляции с периодом 7–9 лет, которые хорошо видны на рис. 5, *d*. На графике $\langle K_2 \rangle$ (рис. 5, *e*) подобные $\langle K_1 \rangle$ колебания не наблюдаются, но имеются значительные амплитудные всплески, которые возникают чаще в зимний период. Причина колебаний $\langle K_1 \rangle$ объясняется в работе [25] и заключается в изменении притока ветровой энергии $\langle W_\tau \rangle$ вследствие перемещения струи ОЧТ от восточного берега на запад. Максимальные значения $\langle K_1 \rangle$ наблюдаются в то время, когда ОЧТ распространяется

по всему периметру глубоководной зоны моря, а минимумы $\langle K_1 \rangle$ соответствуют периодам прохождения ОЧТ через центральную часть моря.

На рис. 7 показаны мгновенные поля $\zeta(x, y)$ и $M(x, y)$, полученные в эксперименте $E3$. Поля в двух горизонтальных верхних рядах характерны для периода, когда $\langle K_1 \rangle$ достигает максимальных значений. В это время характер циркуляции в целом похож на наблюдаемый в эксперименте $E2$ (рис. 6, $d1 - d4$).

В третьем и четвертом рядах рис. 7 приведены поля, которые формируются в периоды с минимальными значениями $\langle K_1 \rangle$. В это время ОЧТ проходит через центр восточной части моря, соединяя турецкий берег с Новороссийском. При этом вследствие смещения ОЧТ из зоны материкового склона на востоке и северо-востоке моря циркуляция в нижнем слое ослабевает и прекращается генерация вихревых образований в юго-восточной части моря.

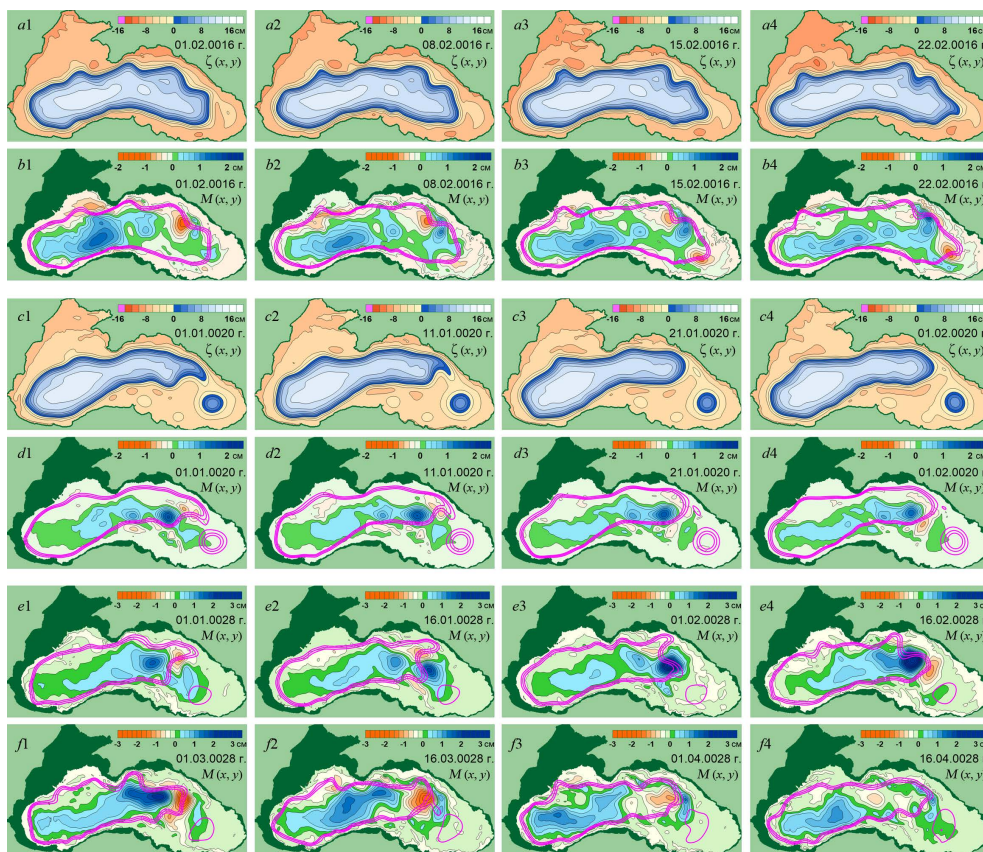


Рис. 7. Мгновенные поля $\zeta(x, y)$ и $M(x, y)$ в эксперименте $E3$

Fig. 7. Instantaneous fields $\zeta(x, y)$ and $M(x, y)$ in experiment $E3$

Поля $\zeta(x, y)$ и $M(x, y)$, соответствующие резкому усилению $\langle K_2 \rangle$ в начале февраля 28-го года от начала расчетов (рис. 5, e), представлены в двух нижних рядах на рис. 7. Данный всплеск $\langle K_2 \rangle$ связан с образованием и интенсификацией мощного циклонического вихря над материковым подножием возле Кав-

казского побережья (рис. 7, e_3 , e_4). После достижения максимума вихревое образование продолжило свое перемещение вдоль материкового подножия, что привело к усилению циклона в западной части глубоководной котловины моря.

Всплески $\langle K_2 \rangle$, вызванные интенсификацией вихревых образований, отмечались во всех рассматриваемых экспериментах, они характеризуют динамику нижнего слоя. Их проявление есть следствие гидродинамической неустойчивости крупномасштабных течений. Описанию механизмов генерации циркуляции в нижнем слое будет посвящена следующая работа.

Отметим, что полученные в двухслойной модели особенности пространственного распределения течений в нижнем слое моря достаточно хорошо согласуются с результатами моделирования, приведенными в работах [14, 15]. Однако в этих работах не проводится анализ динамики глубинных течений, не уделяется достаточное внимание объяснению причин возникновения вихревых образований в глубине моря.

Средние и «вихревые» течения

Для лучшего понимания динамических процессов в море использовался статистический метод, который заключается в разделении реальных (мгновенных) течений на средние и отклонения от этих средних (пульсации). Визуально пульсации течений чаще всего имеют вихревую структуру, поэтому их еще называют «вихревыми» течениями. Важным моментом при разделении течений на средние и «вихревые» является выбор периода осреднения, который определяется исходя из поставленных задач и конкретной динамики моря. Анализируя средние и «вихревые» течения, необходимо помнить, что такое разделение является условным, а в реальности существуют только суммарные течения.

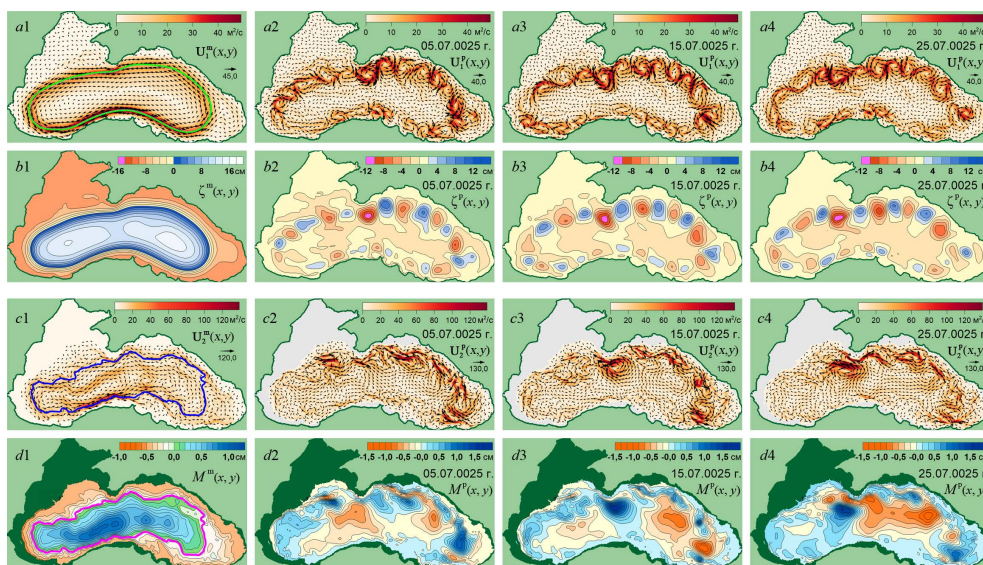
Рассмотрим результаты применения статистического метода для эксперимента E_2 . Течение в слоистой модели определяется как поток, равный произведению скорости течения на толщину слоя. В верхнем слое это $U_1 = u_1 h_1$, в нижнем $U_2 = u_2 h_2$. Тогда средние течения имеют вид $U_1^m = \overline{u_1 h_1}$, $U_2^m = \overline{u_2 h_2}$, а отклонения от средних (пульсации) $U_1^p = U_1 - U_1^m$, $U_2^p = U_2 - U_2^m$. Черта сверху означает осреднение по времени, верхний индекс «m» используем для обозначения средних течений, «p» – для пульсаций. Период осреднения задаем достаточно большой (не менее 20 лет), чтобы гарантированно исключить временную изменчивость средних течений.

На рис. 8 приведены поля средних и «вихревых» течений в верхнем слое (первый горизонтальный ряд) и нижнем слое (третий ряд) и соответствующие им поля ζ (второй ряд) и M (четвертый ряд). Средние поля $U_1^m, \zeta^m, U_2^m, M^m$ расположены в первом столбце, в столбцах со второго по четвертый расположены «вихревые» поля $U_1^p, \zeta^p, U_2^p, M^p$.

Видно, что в верхнем слое моря средние течения распространяются в области материкового склона, но не следуют изобатам. Направление потока соответствует изолиниям уровня моря, что является следствием геострофического баланса. Скорости средних течений в стрежне потока достигают 20 см/с,

а ширина потока составляет 30–50 км. При выбранном периоде осреднения (20 лет) средние течения практически стационарны в верхнем и нижнем слоях.

Визуально пульсации течений в верхнем слое представляют собой чередующиеся циклонические и антициклонические вихри, перемещающиеся вдоль стрежня среднего ОЧТ в направлении против часовой стрелки (циклоническое вращение). В северной половине моря амплитуда этих вихрей значительно больше, чем в южной. Причина возникновения вихрей та же, что и причина образования меандров ОЧТ, – неустойчивость крупномасштабного течения.



Р и с. 8. Средние поля U_1^m (a1), ζ^m (b1), U_2^m (c1), M^m (d1), мгновенные поля U_1^p (a2 – a4), ζ^p (b2 – b4), U_2^p (c2 – c4), M^p (d2 – d4) в эксперименте E2

F i g. 8. Mean fields U_1^m (a1), ζ^m (b1), U_2^m (c1) and M^m (d1), and instantaneous fields U_1^p (a2 – a4), ζ^p (b2 – b4), U_2^p (c2 – c4), and M^p (d2 – d4) in experiment E2

В нижнем слое моря на средние течения большое влияние оказывает рельеф дна, в результате чего линии тока средних течений, в качестве которых выступают изолинии M^m , оказываются близки к изобатам.

Пульсационная («вихревая») составляющая глубинных течений также представляет собой чередующиеся мезомасштабные вихревые образования, распространяющиеся в циклоническом направлении над материковым склоном и материковым подножием. Вероятными причинами образования данных вихрей являются неустойчивость ОЧТ, топографический и планетарный β -эффект.

Визуально поля «вихревых» и мгновенных течений в нижнем слое имеют значительное сходство, что указывает на большой вклад вихревой составляющей течений в суммарный поток. Для подтверждения этого умозаключения рассчитаем среднюю по времени кинетическую энергию средних K_1^m, K_2^m и «вихревых» K_1^p, K_2^p течений в слоях:

$$\overline{K_1} = \sum_s \rho \frac{\overline{h_1 \mathbf{u}_1^2}}{2} = K_1^m + K_1^p, \quad K_1^m = \sum_s \rho \frac{\mathbf{U}_1^m \cdot \overline{\mathbf{u}_1}}{2}, \quad K_1^p = \overline{K_1} - K_1^m,$$

$$\overline{K_2} = \sum_s \rho \frac{\overline{h_2 \mathbf{u}_2^2}}{2} = K_2^m + K_2^p, \quad K_2^m = \sum_s \rho \frac{\mathbf{U}_2^m \cdot \overline{\mathbf{u}_2}}{2}, \quad K_2^p = \overline{K_2} - K_2^m.$$

После осреднения по площади получим следующие значения:

$$\langle \overline{K_1} \rangle = 1,46 \text{ кДж/м}^2, \quad \langle K_1^m \rangle = 1,04 \text{ кДж/м}^2 (71\%), \quad \langle K_1^p \rangle = 0,42 \text{ кДж/м}^2 (29\%),$$

$$\langle \overline{K_2} \rangle = 0,20 \text{ кДж/м}^2, \quad \langle K_2^m \rangle = 0,07 \text{ кДж/м}^2 (34\%), \quad \langle K_2^p \rangle = 0,13 \text{ кДж/м}^2 (66\%).$$

Таким образом, в верхнем слое большая часть энергии содержится в средних течениях (71 %), меньшая – в «вихревых» (29 %); в нижнем слое, наоборот, на «вихревые» течения приходится 66 % кинетической энергии, на средние – только 34 %.

Интересно отметить, что в результате разделения течений на средние и «вихревые» в верхнем слое удастся выделить вихревые образования на месте меандров ОЧТ. В нижнем слое, наоборот, процедура осреднения позволяет выявить наличие средних течений, близких к изобатам, которые визуальнo не видны в мгновенных полях.

Параметры волновых колебаний глубинных течений

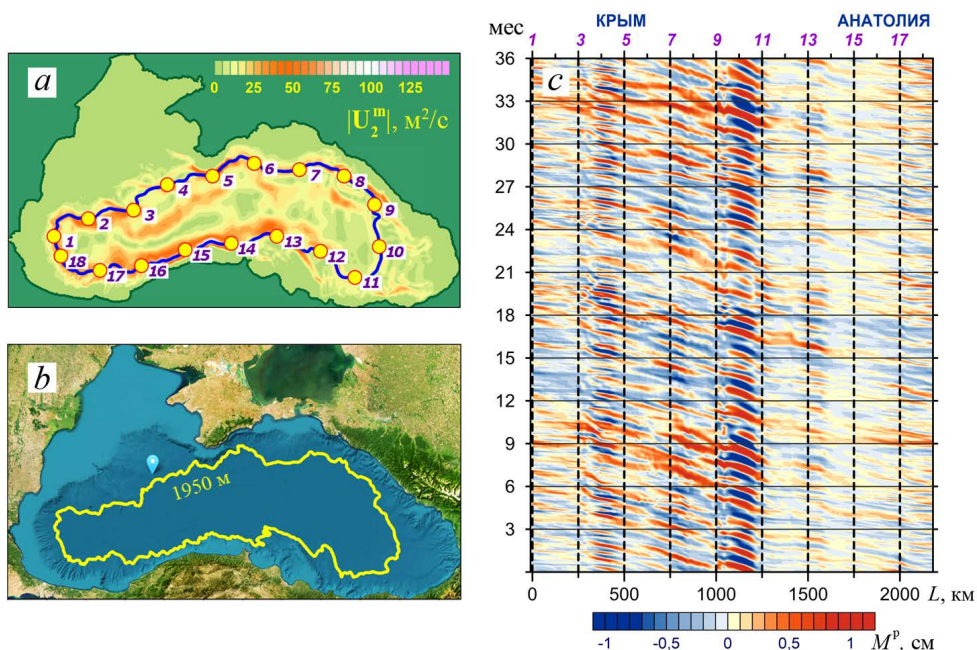
Для определения дисперсионных характеристик волновых процессов в поле глубинных течений были построены диаграммы временной изменчивости характеристик течений вдоль траектории распространения волн.

Поскольку градиентно-вихревые волны представляют собой колебания вектора течений в горизонтальной плоскости, было бы логично использовать для построения диаграмм поперечную составляющую скорости течений. Но поскольку для крупномасштабных и мезомасштабных динамических процессов выполняется геострофический баланс, то в качестве исходных данных были использованы поля $M(x, y, t)$, полученные в эксперименте E2.

За отсчетный уровень был выбран стрежень среднего течения – линия тока с максимальными значениями потока (рис. 9, а). В силу геострофичности средних течений в качестве линии тока использовалась соответствующая стрержню потока нулевая изолиния M^m (рис. 8, d1), которая оказалась близка к изобате $H = 1950$ м (рис. 9, b). Необходимо заметить, что вследствие влияния рельефа дна в поле средних потоков оказалось несколько стрержней.

Для того, чтобы в дальнейшем было возможно сопоставить временную диаграмму с картой Черного моря, на ней через равные расстояния были отмечены контрольные точки (рис. 9, а).

Диаграмма временной изменчивости с дискретностью 1 сут функции M^p вдоль нулевой изолинии M^m для трехлетнего временного интервала (23-й – 25-й годы) приведена на рис. 9, с. Вертикальные штриховые линии, пронумерованные над верхней осью, соответствуют контрольным точкам, показанным на рис. 9, а.



Р и с. 9. Модуль среднего потока в нижнем слое $|U_2^m|$ (a), изобата $H = 1950$ м (b), временная диаграмма M^p вдоль изолинии M^m (c)

F i g. 9. Modulus of average flow in the lower layer $|U_2^m|$ (a), isobath $H = 1950$ м (b), and time diagram M^p along isobaths M^m (c)

На диаграмме хорошо видно перемещение знакопеременных пульсаций M^p , соответствующих прохождению волн вдоль выбранной траектории в направлении против часовой стрелки. По наклону линий, соединяющих одинаковые фазы колебаний, можно судить о фазовой скорости волн, которая отличается на различных отрезках траектории. Наиболее быстро волны движутся между точками 18–11, расположенными в южной части маршрута.

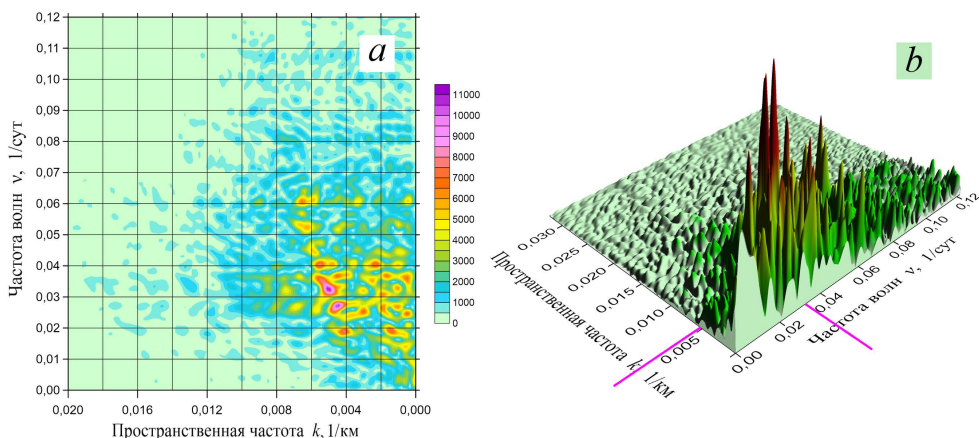
Согласно диаграмме, между точками 11–9 на востоке моря происходит интенсификация волновых процессов. Ранее уже говорилось, что в этом районе происходит генерация топографических волн (рис. 6, 8). Также заметно усиление амплитуды колебаний между точками 5 и 3 на отрезке траектории, который начинается южнее Крымского п-ова и простирается на запад.

Второй этап определения дисперсионных характеристик волновых колебаний заключался в использовании диаграммы (рис. 9, c) для построения двухмерного волнового спектра с помощью алгоритма быстрого преобразования Фурье (БПФ). Временная диаграмма представляет собой массив данных из 1080 реализаций суточных значений функции M вдоль траектории L с дискретностью 2 км.

Построенный двухмерный (по частоте и пространственной частоте) спектр $S = f(\nu, k)$ показан на рис. 10 в форматах 2D и, для наглядности, 3D.

Согласно рис. 10, волновые процессы в поле глубинных течений попадают в диапазоны 0,01–0,06 1/сут по частоте и 0,005–0,08 1/км – по пространственной частоте, что соответствует волнам с периодами 17–100 сут и длинами 12–

200 км. Такие волны принято считать длинными, поскольку наименьшая в интервале длина волны в несколько раз превосходит глубину моря.



Р и с. 10. Двухмерный спектр волновых колебаний в поле глубинных течений в форматах 2D (a), 3D (b)

F i g. 10. Two-dimensional spectrum of wave oscillations in the field of deep currents in 2D (a) and 3D (b) formats

Большой разброс дисперсионных характеристик волн можно объяснить изменяющимся наклоном дна вдоль траектории их перемещения и наличием различных механизмов генерации этих волн. Тем не менее полученные дисперсионные характеристики вместе с внешними проявлениями волн (вихревой характер, направление движения, зависимость от рельефа) соответствуют диагностируемым ранее волнам, захваченным материковым склоном с учетом планетарного β -эффекта.

В полученном спектре наибольший вес приходится на волну с частотой $\nu = 0,033$ 1/сут и пространственной частотой $k = 0,0051$ 1/км, что соответствует волне с длиной $\lambda = 196$ км и периодом $T = 30$ сут, которая движется вдоль выбранной траектории (рис. 9, a) с фазовой скоростью $C_\phi = 0,078$ м/с. Подобные дисперсионные характеристики волн ранее встречались в работе [26] и относились к меандрам ОЧТ, наблюдаемым в районе Геленджика.

Нужно отметить, что рассмотренный спектр (рис. 10) отражает характеристики волн только вдоль одной траектории. Очевидно, что для других траекторий результаты спектрального анализа могут отличаться. Различные дисперсионные характеристики волн также могут быть получены для разных участков одного маршрута.

Заключение

Подводя итоги проделанной работы и учитывая результаты анализа проведенных численных экспериментов, можно предположить, что глубинная циркуляция в Черном море представляет собой комбинацию знакопеременных вихревых образований и средних течений, направленных примерно вдоль изобат. Вихревые образования распространяются по периметру глубоководной части моря в циклоническом направлении в виде длинных волн, дисперсионные

характеристики которых соответствуют волнам, захваченным наклонным дном, в качестве которого выступают материковый склон и материковое подножие.

Главным элементом глубинной циркуляции следует считать вихревые образования, поскольку они содержат большую часть (2/3) кинетической энергии глубинных течений. Для сравнения, в верхнем слое «вихревые» течения обеспечивают только 1/3 часть кинетической энергии.

Генеральное направление глубинной циркуляции циклоническое – против часовой стрелки. В этом направлении распространяются фазы захваченных волн и переносится вода средними течениями. Фазовые скорости длинных волн больше, чем скорости средних течений.

Можно предположить два возможных источника генерации глубинных течений в Черном море. Одним из них является экмановская накачка – ветровой механизм генерации геострофических течений. В двухслойной модели экмановская накачка проявляется в подъеме поверхности раздела слоев, что приводит к возникновению течений в нижнем (глубоководном) слое. Другой вероятный источник – неустойчивость ОЧТ, вследствие которой могут генерироваться вихревые возмущения как в верхнем, так и в нижнем слое моря.

Согласно полученным результатам, в Черном море выделяются два района, в которых происходит образование и/или усиление длинных волн. Один такой район расположен на востоке моря возле Трабзона, другой – к юго-западу от Крымского п-ова.

В ходе исследования глубинной циркуляции возник ряд вопросов, которые не были в достаточной мере освещены в настоящей работе, но имеют несомненный интерес с научной точки зрения. Один вопрос относится к пространственному распределению дисперсионных характеристик длинных волн. Два других связаны с механизмами генерации глубинных течений и оценкой степени влияния на образование вихревых волн в глубине моря факторов неустойчивости ОЧТ, планетарного и топографического β -эффекта. Данные вопросы будут рассмотрены в следующих работах.

Еще один вопрос касается соответствия представленной здесь схемы течений в нижнем слое реальной циркуляции в глубине Черного моря. Он может быть решен только с помощью проведения соответствующих натуральных экспериментов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Иванов В. А., Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. Севастополь : МГИ НАН Украины, 2011. 212 с.
2. *Коновалов С. К., Видничук А. В., Орехова Н. А.* Пространственно-временные характеристики гидрохимической структуры вод глубоководной части Черного моря // Система Черного моря. / [А. П. Лисицын, Н. В. Короновский, Ал. А. Шрейдер и др. ; ответственный редактор: А. П. Лисицын]. М. : Научный мир, 2018. С. 106–118. EDN IPZOJH. <https://doi.org/10.29006/978-5-91522-473-4.2018.106>
3. Статистические характеристики глубинных течений в Черном море по данным инструментальных измерений / В. А. Иванов [и др.] // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2019. Т. 12, № 4. С. 49–58. EDN JCGBIR. <https://doi.org/10.7868/S2073667319040063>
4. *Маркова Н. В., Багаев А. В.* Оценка скоростей глубоководных течений в Черном море по данным дрейфующих буев-профиломеров Argo // Морской гидрофизический журнал. 2016. № 3. С. 26–39. EDN WNAFSV. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2016-3-26-39>

5. Энергетический спектр скорости течения в глубокой части Чёрного моря / А. А. Ключиткин [и др.] // Доклады Академии наук. 2019. Т. 488, № 5. С. 550–554. EDN RUPYJT. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524885550-554>
6. Построение поля течений в Черном море на основе вихреразрешающей модели с ассимиляцией климатических полей температуры и солёности / С. Г. Демьшев [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2007. № 15. С. 215–226. EDN YMTPYD.
7. Numerical model of the circulation of the Black Sea and the Sea of Azov / V. B. Zalesny [et al.] // Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling. 2012. Vol. 27, iss. 1. P. 95–112. <https://doi.org/10.1515/rnam-2012-0006>
8. Залесный В. Б., Гусев А. В., Мошонкин С. Н. Численная модель гидродинамики Черного и Азовского морей с вариационной инициализацией температуры и солёности // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49, № 6. С. 699–716. EDN RFWNGV. <https://doi.org/10.7868/S000235151306014X>
9. Коротенко К. А. Моделирование мезомасштабной циркуляции Черного моря // Океанология. 2015. Т. 55, № 6. С. 909–915. EDN UVEPDV. <https://doi.org/10.7868/S0030157415060076>
10. Дорофеев В. Л., Сухих Л. И. Анализ изменчивости гидрофизических полей Черного моря в период 1993–2012 годов на основе результатов выполненного реанализа // Морской гидрофизический журнал. 2016. № 1 (187). С. 33–48. EDN VTPCZH. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2016-1-33-48>
11. Коршенко Е. А., Дианский Н. А., Фомин В. В. Воспроизведение глубоководной циркуляции Черного моря с помощью модели *INMOM* и сопоставление результатов с данными буев *ARGO* // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 3 (207). С. 220–232. EDN WDPFVK. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2019-3-220-232>
12. Rim current and coastal eddy mechanisms in an eddy-resolving Black Sea general circulation model / J. V. Staneva [et al.] // Journal of Marine Systems. 2001. Vol. 31, iss. 1–3. P. 137–157. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(01\)00050-1](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(01)00050-1)
13. Gunduz M., Özsoy E., Hordoir R. A model of Black Sea circulation with strait exchange (2008–2018) // Geoscientific Model Development. 2020. Vol. 13, iss. 1. P. 121–138. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-121-2020>
14. Численные эксперименты по реконструкции глубинных течений в Черном море / С. Г. Демьшев [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2016. № 2. С. 38–52. EDN VWXGZH. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2016-2-38-52>
15. Дымова О. А., Миклашевская Н. А., Маркова Н. В. Особенности глубоководной циркуляции Черного моря летом 2013 // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2019. № 1. С. 40–47. EDN ZCJLSX. <https://doi.org/10.22449/2413-5577-2019-1-40-47>
16. Маркова Н. В., Дымова О. А. Условия формирования глубоководных противотечений в северо-восточной части Черного моря // Известия РАН. Механика жидкости и газа. 2023. № 5. С. 25–36. EDN TSHOAY. <https://doi.org/10.31857/S1024708423600057>
17. Двухслойная вихреразрешающая модель ветровых течений в Черном море / А. А. Павлушин [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2015. № 5. С. 3–22. EDN VHEWTL. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2015-5-3-22>
18. Павлушин А. А., Шати́ро Н. Б., Михайлова Э. Н. Роль рельефа дна и β -эффекта в динамике Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 6. С. 27–39. EDN QHQPFF. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2017-6-27-39>
19. Михайлова Э. Н., Шати́ро Н. Б. Трёхмерная негидростатическая модель субмаринной разгрузки в прибрежной зоне моря // Морской гидрофизический журнал. 2014. № 4. С. 28–50. EDN TEVDNJ.
20. Ефимов В. В., Юровский А. В. Формирование завихренности поля скорости ветра в атмосфере над Черным морем // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 6. С. 3–12. EDN YLLPWD. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2017-6-3-12>

21. *Павлушин А. А., Шапиро Н. Б., Михайлова Э. Н.* Влияние сезонной изменчивости завихренности ветра на структуру циркуляции в Черном море // Морской гидрофизический журнал. 2018. Т. 34, № 5. С. 373–388. EDN VLBKLC. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2018-5-373-388>
22. Бассейновая циркуляция и мезомасштабная динамика Черного моря под ветровым воздействием / А. Г. Зацепин [и др.] // Современные проблемы динамики океана и атмосферы: сб. статей, посвященный 100-летию со дня рождения проф. П. С. Линейкина / Под ред. А. В. Фролова, Ю. Д. Реснянского. М. : Триада ЛТД, 2010. С. 347–368. EDN TVXEMZ.
23. *Белоненко Т. В., Захарчук Е. А., Фукс В. Р.* Градиентно-вихревые волны в океане. СПб. : Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2004. 212 с.
24. *Жмур В. В., Новоселова Е. В., Белоненко Т. В.* Потенциальная завихренность в океане: подходы Эртеля и Россби с оценками для Лофотенского вихря // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57, № 6. С. 721–732. EDN SRKASA. <https://doi.org/10.31857/S0002351521050151>
25. *Павлушин А. А.* Автоколебания интенсивности крупномасштабной циркуляции в Черном море // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 6. С. 605–619. EDN UFLDYX. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2022-6-605-619>
26. О влиянии изменчивости течения в глубоководной зоне Черного моря на динамику вод узкого северокавказского шельфа / А. Г. Зацепин [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2016. № 3. С. 16–25. EDN WNAFSL. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2016-3-16-25>

Об авторе:

Павлушин Андрей Александрович, младший научный сотрудник, отдел динамики океанических процессов, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0002-2098-5068, Scopus Author ID: 57142406500, ResearcherID: R-4908-2018, SPIN-код: 1439-2290, pavlushin@mhi-ras.ru**

Численное моделирование функционирования устричной фермы в заливе Донузлав и ее влияния на акваторию

Е. Ф. Васечкина, Т. А. Филиппова , В. В. Фомин

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

 deryabina1993@yandex.ru

Поступила в редакцию 13.01.2025; одобрена после рецензирования 20.02.2025;
принята к публикации 15.05.2025.

Аннотация

Цель. Разработка и применение комплексной математической модели для оценки экологического воздействия устричной фермы на прибрежную акваторию Черного моря путем проведения модельных экспериментов, направленных на изучение процессов взаимодействия морских хозяйств с окружающей средой, – цель настоящего исследования.

Методы и результаты. Имитационное моделирование устричной фермы в заливе Донузлав проводилось при помощи двухмерной химико-биологической объектно-ориентированной модели морской экосистемы. В численных экспериментах имитировалось функционирование устричной фермы мощностью ~ 100 т сырого веса и площадью 80 га, расположенной в центральной части зал. Донузлав. Расчеты для устриц первого, второго и третьего года культивирования проводились для периода с мая по октябрь. Показано, что при небольшой массе моллюсков на первом этапе культивирования (1,2–4,5 г сырого веса мягких тканей) влияние фермы на морскую экосистему незначительно. Во второй и третий годы выращивания регистрируется повышение объемов донных отложений, источником которых является устричная плантация.

Выводы. Результаты моделирования свидетельствуют о необходимости расчета конфигурации фермы и количества выращиваемых моллюсков с целью снижения оказываемого негативного влияния на акваторию. Полученные качественные и количественные характеристики жизнедеятельности плоской устрицы сопоставимы с данными из разработанной ранее одномерной модели роста моллюска и натурными данными мониторинга культивирования европейской устрицы в зал. Донузлав.

Ключевые слова: европейская устрица, залив Донузлав, химико-биологическая модель, прибрежная экосистема, индивидуум-ориентированное моделирование

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2024-0016 «Исследование пространственно-временной изменчивости океанологических процессов в береговой, прибрежной и шельфовой зонах Черного моря под воздействием природных и антропогенных факторов на основе контактных измерений и математического моделирования».

Для цитирования: Васечкина Е. Ф., Филиппова Т. А., Фомин В. В. Численное моделирование функционирования устричной фермы в заливе Донузлав и ее влияния на акваторию // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 4. С. 537–556. EDN DOKGPG.

Numerical Modeling of the Functioning of Oyster Farm in Donuzlav Bay and its Impact on Water Area

E. F. Vasechkina, T. A. Filippova[✉], V. V. Fomin

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

[✉] filippovata@mhi-ras.ru

Abstract

Purpose. The study is purposed at development and application of a mathematical model for comprehensive assessing the ecological impact of an oyster farm upon the coastal waters of the Black Sea through conducting model experiments aimed at investigating the interaction of marine farms with environment.

Methods and Results. The oyster farm in Donuzlav Bay was simulated using a two-dimensional chemical-biological object-oriented model of marine ecosystem. The numerical experiments consisted in simulating the functioning of an oyster farm (capacity is ~ 100 tons of raw weight and area – 80 hectares) located in the central part of Donuzlav Bay. The calculations related to oysters of the first, second and third year of cultivation were performed for the period from May to October. It is shown that at the first stage of cultivation when the mollusk mass is small (1.2–4.5 g of raw weight of soft tissues), the impact of farm on marine ecosystem is insignificant. During the second and third years of oyster cultivation, an increase in the bottom sediments volume was recorded; its source was just the oyster plantation.

Conclusions. The results of simulation indicate the necessity of calculating the farm configuration and the number of grown mollusks in order to reduce the negative impact on water area. The obtained qualitative and quantitative characteristics of a flat oyster life are comparable with the data derived from the previously developed one-dimensional model of mollusk growth, and the field data resulted from monitoring the European oyster cultivation in Donuzlav Bay.

Keywords: European oyster, Donuzlav Bay, chemical-biological model, coastal ecosystem, object-oriented modeling

Acknowledgments: The study was carried out within the framework of theme of state assignment of FSBSI FRC MHI FNNN-2024-0016 “Study of the spatial-temporal variability of oceanographic processes in the coastal and shelf zones of the Black Sea under the impact of natural and anthropogenic factors based on contact measurements and mathematical modeling”.

For citation: Vasechkina, E.F., Filippova, T.A. and Fomin, V.V., 2025. Numerical Modeling of the Functioning of Oyster Farm in Donuzlav Bay and its Impact on Water Area. *Physical oceanography*, 32 (4), pp. 558–576.

Введение

Активное выращивание марикультуры поднимает большое количество вопросов, связанных с функционированием в прибрежной зоне морских экосистем, которые характеризуются большим числом физических, химических и биологических процессов. Как следствие, компоненты прибрежных экосистем взаимодействуют друг с другом и с морской средой посредством множества прямых и обратных связей. Успешность морского хозяйства определяется тем, насколько хорошо объекты марикультуры интегрируют в экосистему, сложившуюся в выбранном морском районе. Это значит, что обмен веществом и энергией между марикультурой и средой должен обеспечить устойчивый рост культуры и не только не ухудшить, но и по возможности улучшить состояние самой экосистемы. Оценить вышеуказанные процессы взаимодействия

можно при помощи комплексных экологических моделей с физической, химической и биологическими составляющими. Рассмотрим ряд существующих моделей, которые имитируют функционирование марикультуры во взаимодействии с окружающей средой.

В работе [1] представлены результаты исследования влияния марикультуры мидии *Mytilus galloprovincialis* на морскую среду, полученные при помощи математического моделирования. Авторы использовали основанную на теории динамического бюджета энергии популяционную модель, дополнив ее натурными данными по содержанию сестона и химическому составу тканей мидий. Данные были получены в 2006–2007 гг. на трех мидийных фермах, расположенных на территории Италии и Словении в Адриатическом море. Динамику потоков углерода, азота и фосфора оценивали в течение 10-месячного срока выращивания. Расчеты показали, что количество азота и фосфора, выделяемое мидиями в процессе жизнедеятельности в виде фекалий и псевдофекалий, в два и пять раз больше зафиксированного в структуре моллюсков соответственно. Полученные результаты свидетельствуют о необходимости комплексного подхода к вопросам размещения марикультуры, учитывающего влияние морского хозяйства на окружающую среду.

Исследование [2] посвящено оценке влияния стока р. Апалачикола (Флорида, США) на популяцию гигантской устрицы *Magallana gigas*. Авторы использовали трехмерную гидродинамическую модель циркуляции и натурные данные, касающиеся жизненного цикла устрицы, для построения стохастических моделей. Результатом работы является определение ряда факторов среды, влияющих на динамику роста устриц. Было установлено, что главным фактором является гидрологический режим р. Апалачикола. Несмотря на детальное изучение процессов влияния морской среды на популяцию устриц, в исследовании остался неизученным вопрос о влиянии самой устричной фермы на экосистему акватории. Добиться более ясного понимания процессов, происходящих между марикультурой и средой, можно при объединении гидродинамической модели с биологической.

Работа [3] посвящена исследованию влияния устричной фермы на экосистему приливной зоны зал. Маренн-Олерон, Франция. Основное внимание уделено структуре пищевой цепи залива. Для исследования влияния устричной фермы на залив используется углеродная модель пищевой цепи. Анализ результатов показал, что присутствие устриц в экосистеме изменяет связи между бентосными и пелагическими организмами, что делает бентосных животных главными потребителями органического углерода. Увеличение площади устричной фермы в два раза привело к возрастанию вторичной продукции, которая стала пищей для молоди нектона. При помощи математического моделирования авторам удалось показать, как наличие марикультуры двустворчатых моллюсков в экосистеме может повлиять на видовой состав фауны приливной зоны. В процессе роста устрицы выделяют достаточно большие объемы аммония и фосфатов, однако в указанной работе не исследовалось прямое влияние этих соединений на экосистему.

Эффективность выращивания марикультуры часто оценивают при помощи показателя экологической емкости акватории. В работах [4–6] приведен

ряд моделей, используемых для определения экологической емкости акватории, где расположены объекты марикультуры. В [4] представлена двухмерная физико-биогеохимическая модель, реализованная для зал. Сунго, Китай. Результаты [4, 7] и других работ были использованы при размещении морского хозяйства, выращивающего поликультуру в зал. Сунго. Несмотря на активную эксплуатацию залива в течение 60 лет, его экосистемы по-прежнему здоровы благодаря реализации научных рекомендаций по ведению морских хозяйств [8].

Анализ литературы показал широкое применение комплексных экологических моделей для исследования экосистем, включающих в себя марикультуру. Работы [1, 3, 6, 8] свидетельствуют о возможности применения таких моделей для оценки потоков нутриентов и углерода в экосистемах. Также комплексные экологические модели позволяют определять влияние гидрохимического режима на продуктивность культивируемых видов [2, 7, 9], прогнозировать экономическую прибыль [6, 8]. Анализ рассмотренных ранее моделей показал, что все они имеют географическую привязку и результаты моделирования существенно зависят от локальных условий. Перспективным является направление, при котором в качестве ядра биологического блока модели используется индивидуум-ориентированная модель культивируемого вида.

Цель исследования – разработка двухмерной модели морской прибрежной экосистемы с включением марикультуры европейской устрицы. На основе модели проводятся численные эксперименты для изучения и количественной оценки влияния устричной фермы на экосистему зал. Донузлав.

Материалы и методы

Предмет и объект исследования. Европейская устрица *Ostrea edulis* в прошлом веке являлась промысловым видом, однако ввиду большого сокращения численности утратила свое промысловое значение¹. Культивирование *O. edulis* представляет интерес в связи с актуальностью проблемы восстановления численности дикорастущей устрицы и выращивания в качестве марикультуры^{2, 3} [10]. Объектом имитационного моделирования был выбран зал. Донузлав, в котором находится ряд действующих морских хозяйств по выращиванию мидии и устрицы [11]. Наличие натурных данных о динамике морфометрических характеристик плоской устрицы в этом районе³ способствовало выбору зал. Донузлав в качестве района размещения модельной плантации.

Концепция модели. Двухмерная модель функционирования морской прибрежной экосистемы строится на принципах объектно-ориентированного моделирования (ООМ). Составляющими моделируемой экосистемы выступают морская среда, растительные и животные морские организмы. Ее компоненты моделируются в виде множества объектов или полей на регулярной сетке.

Объект ООМ определяется как совокупность идентичных организмов и их ближайшего жизненного пространства (БЖП), представленного, например,

¹ Кракатица Т. Ф. Биология черноморской устрицы *Ostrea edulis* L. в связи с вопросами ее воспроизводства. Киев : Наукова думка, 1976. 80 с.

² Крючков В. Г. Устричное хозяйство. Пояснительная записка и экономические расчеты. Керчь, 2014. 92 с.

³ Сытник Н. А. Функциональная экология плоской устрицы (*Ostrea edulis* L., 1758, Osterei-dae, Bivalvia) Черного моря : дисс. ... канд. биол. наук. Керчь, 2014. 174 с.

скоплением фитопланктона, небольшим участком дна, занятым макроводорослями определенного вида, коллектором мидий или садком устриц; БЖП – область, в которой протекают обменные процессы организмов и среды. Геометрически модельные объекты представляются в виде цилиндров, размеры которых соответствует реальным физическим размерам выделенного БЖП для совокупности морских организмов. Предполагается однородное распределение биомассы внутри объекта. Для цилиндра задается высота и радиус основания. Начальное положение объектов в пространстве модели можно выбирать или распределять случайным образом. При моделировании морских ферм объекты, которые имитируют выращиваемую марикультуру, располагаются в соответствии со схемой фермы. Объекты фитопланктона и фитобентоса распределяются случайным образом.

Размеры объектов могут изменяться с течением времени. Максимальный радиус горизонтальной проекции объекта задается равным шагу сетки. При превышении этого порогового значения происходит деление объекта на два новых, объем которых в сумме равен объему первоначального объекта. Масса делится поровну между новыми объектами.

Биомасса объекта может как увеличиваться в процессе роста, так и уменьшаться вследствие недостатка ресурсов. В целях экономии вычислительных мощностей в программе предусмотрена процедура удаления из расчетной области объектов с биомассой ниже порогового уровня. При этом биомасса объекта переходит в пул взвешенного органического вещества (*ПОМ*).

Морская среда описывается совокупностью гидрофизических и гидрохимических полей, заданных на регулярной сетке. Управляющими переменными в модели выступают температура воздуха, скорость ветра и освещенность на поверхности моря. В модели рассчитываются концентрации неорганических соединений азота, фосфора и серы, *ПОМ* и растворенного органического вещества (*ДОМ*), содержание в воде растворенного кислорода. Доступный объекту ресурс определяется как средневзвешенная величина значений в ячейках сетки, которые частично или полностью перекрывает горизонтальная проекция объекта. Весовые коэффициенты определяются пропорционально площади перекрытия объектом ячейки.

Разработанная имитационная модель функционирования прибрежной экосистемы позволяет получать количественные оценки характеристик среды и биологических объектов в любой момент времени. Такое представление дает возможность исследовать динамику всех параметров, которые определяют состояние прибрежной экосистемы, а также выявлять взаимосвязи между ее компонентами. Количественная оценка потоков вещества между компонентами экосистемы позволяет достаточно точно установить степень и характер влияния морского хозяйства на прибрежную экосистему.

ООМ морского хозяйства. На описанных выше принципах ранее была разработана двухмерная химико-биологическая объектно-ориентированная модель морского хозяйства [12]. Для имитации функционирования устричной фермы и процессов ее взаимодействия с морской средой в описание класса «Моллюски» был добавлен новый метод, разработанный на основе одномерной модели динамического энергетического баланса (ДЭБ) европейской устрицы [13], которая математически описывает процессы фильтрации, питания,

дыхания, экскреции, роста и размножения устрицы. Результаты верификации модели показали хорошее соответствие значений расчетных величин линейного и весового роста устриц измеренным в ходе натурного эксперимента в зал. Донузлав в 2001–2003 гг. Рассмотрим более подробно структуру классов ООМ (рис. 1).

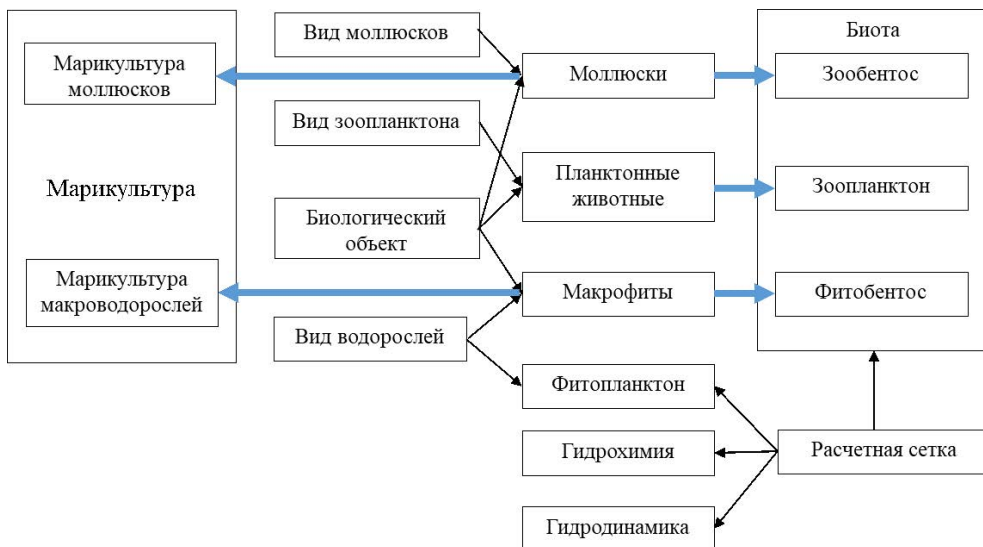


Рис. 1. Схема классов химико-биологической объектно-ориентированной модели морской экосистемы. Черные стрелки обозначают наследование, голубые – включение множества объектов одного класса в свойства другого, более старшего класса

Fig. 1. Class diagram of the chemical-biological object-oriented model of marine ecosystem. Black arrows indicate heredity, blue ones – inclusion of multiple objects of one class into the properties of another higher class

«Расчетная сетка» – класс с координатами расчетной области и регулярной сеткой, в узлах которой задаются значения гидрофизических и гидрохимических переменных. Свойства класса: глубина водоема H , шаг сетки в dx (зональном) и dy (меридиональном) направлениях, размеры области $Ndx \times Mdy$, границы водоема в пространстве, шаг по времени dt .

Класс «Гидродинамика» – наследник класса «Расчетная сетка». Основным методом класса является упрощенная интегральная модель верхнего слоя Черного моря [14, 15], которая описывает пространственно-временную динамику температуры (T^0 , °C) и глубины (h , м) верхнего перемешанного слоя, а также температуры нижнего слоя (T^h , °C). Указанные слои предполагаются однородными по плотности. Учитывая, что масштаб пространственной изменчивости полей ветра и температуры воздуха над морем (особенно в летний период) превышает размер расчетной области, используется одномерный вариант модели:

$$\frac{\partial T^0}{\partial t} = \Gamma^0 - \Gamma^{h-0},$$

$$\Gamma^0 = a(T^0 - T_a),$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial h}{\partial t} &= \frac{1}{T^0 - T^h} (\Gamma^{h-0} - \Gamma^{h+0}), \\
G - D &= 0.5 \alpha g h \rho_w (\Gamma^0 + \Gamma^{h-0}), \\
G &= C_g V_*^3, D = \rho V_*^3 \left(f \left(\frac{h}{L_1} \right) + \frac{a_2 h}{L|N|} \right), \\
f \left(\frac{h}{L_1} \right) &= \begin{cases} \frac{a_1 h}{L_1} & \text{при } h \leq \frac{C_g}{a_1} L_1 \\ C_g & \text{при } h > \frac{C_g}{a_1} L_1 \end{cases},
\end{aligned} \tag{1}$$

где Γ^0 – поток тепла через поверхность; Γ^{h-0} и Γ^{h+0} – потоки тепла на нижней границе перемешанного слоя и верхней границе нижнего слоя соответственно; T_a – температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$); α – коэффициент термического расширения воды; ρ_w – плотность воды (кг/м^3); G, D – интегральные генерация и диссипация энергии турбулентности; $V_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho_w}}$ – динамическая скорость трения в воде;

τ_0 – напряжение трения ветра на поверхности; L – масштаб длины Монина – Обухова (м); L_1 – масштаб толщины пограничного слоя (м); $N = L/L_1$ – безразмерный параметр стратификации Казанского – Монина; C_g, a, a_1, a_2 – эмпирические коэффициенты.

Уравнение (1) определяет условие переключения между двумя режимами динамики верхнего слоя – вовлечения и антивовлечения части водной массы в верхний слой. Вовлечение происходит при $G - D - 0.5 \rho_w \alpha g h \Gamma^0 > 0$ (характеристики верхнего перемешанного слоя меняются, нижнего – нет). В обратном случае происходит антивовлечение (меняются характеристики нижнего слоя, верхний остается неизменным). Однако в результате газо- и теплообмена через поверхность температура и содержание кислорода в верхнем слое могут измениться. Таким образом, двухслойная модель с переменным во времени верхним слоем вносит дополнительное слагаемое в уравнения для гидрохимических переменных верхнего слоя [16]

$$\frac{\partial Y_i^0}{\partial t} + U \frac{\partial Y_i^0}{\partial x} + V \frac{\partial Y_i^0}{\partial y} = K_x \left(\frac{\partial^2 Y_i^0}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 Y_i^0}{\partial y^2} \right) + G_i^0 + A_i^0 + \frac{\Gamma^{h-0} - \Gamma^{h+0}}{(T^0 - T^h)h} (Y_i^h - Y_i^0) \tag{2}$$

и нижнего слоя

$$\frac{\partial Y_i^h}{\partial t} + U \frac{\partial Y_i^h}{\partial x} + V \frac{\partial Y_i^h}{\partial y} = K_x \left(\frac{\partial^2 Y_i^h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 Y_i^h}{\partial y^2} \right) + G_i^h + A_i^h + \frac{\Gamma^{h-0} - \Gamma^{h+0}}{(T^0 - T^h)(H-h)} (Y_i^h - Y_i^0), \tag{3}$$

где Y_i^0 и Y_i^h – переменные блока «Гидрохимия» в верхнем и нижнем слоях (мкМ); U, V – средние в слое скорости течения (м/с); G_i, A_i – функции источников (стоков), определяемые химическими и биологическими процессами соответственно; верхние индексы «0» и «h» определяют принадлежность члена верхнему или нижнему слою; H – глубина бассейна (м); K_x – коэффициент горизонтальной диффузии.

Класс «Гидрохимия» также является наследником класса «Расчетная сетка» и характеризуется следующими свойствами: концентрации нитратов, нитритов, фосфатов, растворенного кислорода, сероводорода, сульфатов, сульфитов, серы, растворенного и взвешенного органического азота в узлах

регулярной сетки; коэффициенты в параметризациях химических реакций; коэффициенты диффузии для взвешенных и растворенных субстанций. Методы класса:

- одномерная химико-биологическая модель, совместно описывающая циклы азота и серы в аэробно-анаэробных условиях и разработанная для моделирования процессов в редокс-зоне Черного моря (обеспечивает задание функций G_i в уравнениях (2) и (3)). Уравнения химических реакций и значения параметров, использованных при расчетах, представлены в работе [17];

- процедура вычисления адвекции, диффузии и вертикального перемешивания на границе слоев с корректировкой гидрохимических переменных;

- процедура учета расхода и поступления растворенных и взвешенных веществ от биологических компонентов модели.

Класс «Фитопланктон» является наследником классов «Расчетная сетка» и «Вид водорослей». В настоящем варианте модели было использовано представление фитопланктона в виде пассивной примеси, что упрощает модель и экономит время счета при допустимой ошибке [18]. Основной метод этого класса – модель эволюции поля фитопланктона под воздействием внешних условий и взаимодействия с объектами марикультуры моллюсков. Она является двухмерным вариантом ранее разработанной и апробированной одномерной модели [19]:

$$\frac{\partial B}{\partial t} + U \frac{\partial B}{\partial x} + V \frac{\partial B}{\partial y} = K_x \left(\frac{\partial^2 B}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 B}{\partial y^2} \right) + (P_r(1 - k_r) - k_e - m)B - \sum A_i, \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_N}{\partial t} + U \frac{\partial Q_N}{\partial x} + V \frac{\partial Q_N}{\partial y} = & K_x \left(\frac{\partial^2 Q_N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 Q_N}{\partial y^2} \right) + V_{NO_3}^{\max} (1 - f(Q_N)) \frac{[NO_3]}{K_{NO_3} + [NO_3]} + \\ & + V_{NH_4}^{\max} (1 - f(Q_N)) \frac{[NH_4]}{K_{NH_4} + [NH_4]} - P_r Q_N, \end{aligned} \quad (5)$$

$$\frac{\partial Q_P}{\partial t} + U \frac{\partial Q_P}{\partial x} + V \frac{\partial Q_P}{\partial y} = K_x \left(\frac{\partial^2 Q_P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 Q_P}{\partial y^2} \right) + V_P^{\max} (1 - f(Q_P)) \frac{[P]}{K_P + [P]} - P_r Q_P, \quad (6)$$

$$P_r = \mu \min(f(Q_N), f(Q_P)),$$

где B – биомасса фитопланктона (мг/м^3); t – время (сут); U , V – средние по вертикали скорости адвекции (м/с); μ – максимальная удельная скорость валовой продукции фитопланктона ($1/\text{сут}$); P_r – реальная удельная скорость валовой продукции ($1/\text{сут}$); k_r – коэффициент, определяющий затраты энергии на дыхание; k_e – коэффициент выделения органического вещества (экссудации); m – скорость отмирания клеток фитопланктона ($1/\text{сут}$); Q_N и Q_P – внутреннее содержание азота и фосфора соответственно в клетках фитопланктона (пмоль/кл.); $Q_N^{\max}$, $Q_N^{\min}$, $Q_P^{\max}$, $Q_P^{\min}$ – максимальное и минимальное содержание азота и фосфора в клетках фитопланктона (пмоль/кл.); $[NO_3]$, $[NH_4]$, $[P]$ – концентрация нитратов, аммония и фосфора в воде (мкМ); V_{NO_3} , V_{NH_4} , V_P – скорости изъятия нитратов, аммония и фосфора из воды (пмоль/(кл. сут)); $V_{NO_3}^{\max}$, $V_{NH_4}^{\max}$, $V_P^{\max}$ – максимальные скорости изъятия нутриентов (пмоль/(кл. сут)); K_P , K_{NO_3} , K_{NH_4} – константы полунасыщения (мкМ); $\sum A_i$ – сумма воздействий на поле фитопланктона со стороны объектов устричной фермы. Число клеток фитопланктона в единице объема легко вычислить, зная содержание углерода

в клетке Q_C , поскольку эта величина, в отличие от Q_N и Q_P , полагается постоянной. Для диатомовых $Q_C = 12$ пмоль/кл., B мг С/м³ = 0,083 ммоль С/м³, тогда число клеток $K = \frac{0,083}{12} \frac{B}{Q_C} 10^9 = 6,9 \cdot 10^6 B(\text{кл./м}^3)$.

Использованные в работе числовые параметры фитопланктона вида *Thalassiosira pseudo* представлены в табл. 1.

Т а б л и ц а 1

Table 1

Значения параметров фитопланктона
Numerical values of phytoplankton parameters

Параметр / Parameter	<i>Thalassiosira pseudo</i>
$Q_N^{\max}$, пмоль/кл. / $Q_N^{\max}$, pmol/cell	0,286
$Q_N^{\min}$, пмоль/кл. / $Q_N^{\min}$, pmol/cell	0,050
$Q_P^{\max}$, пмоль/кл. / $Q_P^{\max}$, pmol/cell	0,020
$Q_P^{\min}$, пмоль/кл. / $Q_P^{\min}$, pmol/cell	0,001
$V_{NO_3}^{\max}$, пмоль/(кл. сут) / $V_{NO_3}^{\max}$, pmol/(cell day)	0,257
$V_{NH_4}^{\max}$, пмоль/(кл. сут) / $V_{NH_4}^{\max}$, pmol/(cell day)	0,744
$V_P^{\max}$, пмоль/(кл. сут) / $V_P^{\max}$, pmol/(cell day)	0,210
K_P , мкМ / K_P , μM	0,580
K_{NO_3} , мкМ / K_{NO_3} , μM	0,860
K_{NH_4} , мкМ / K_{NH_4} , μM	0,200
k_r , 1/сут / k_r , 1/day	0,150
k_e , 1/сут / k_e , 1/day	0,250
m , 1/сут / m , 1/day	0,250
$P_{\max}$, мг О ₂ /г сух. вес/ч / $P_{\max}$, mg O ₂ /g DW/h	1,250
R_d , мг О ₂ /г сух. вес/ч / R_d , mg O ₂ /g DW/h	0,310
α	0,110

Свойствами класса «Биологический объект» являются координаты объекта в пределах области моделирования, вертикальный и горизонтальный размер, масса объекта, интервал возможных вариаций плотности и размеров объекта.

Свойства класса «Вид моллюсков» включают все необходимые параметры для описания энергетического баланса различных видов моллюсков. Класс «Моллюски» является дочерним по отношению к классам «Вид моллюсков» и «Биологический объект» и, таким образом, содержит полное описание носителя (коллектор или плот) с группой культивируемых моллюсков, включая набор параметров модели ДЭБ, которая описывает их рост на носителе и взаимодействие с окружающей средой. Основным методом класса «Моллюски» является модель ДЭБ соответствующего вида моллюсков [13]:

$$K_d \frac{dW_d}{dt} = (P_{\text{som}} + P_{\text{gen}}),$$

$$P = P_{\text{som}} + P_{\text{gen}} + P_{\text{sh}} = A_e F K_c C - R - E_x,$$

где K_d – калорийность тканей моллюска (кал/(г сух. вес)); W_d – сухой вес мягких тканей (г); P_{som} – энергетические затраты на рост соматических тканей (кал/ч); P_{gen} – энергетические затраты на рост генеративных тканей (кал/ч); P_{sh} – энергетические затраты на рост раковины (кал/ч); R – энергия, затрачиваемая на дыхание моллюска (кал/ч); E_x – экскретируемая энергия (кал/ч); F – скорость фильтрации (л/ч); K_c – калорийность кормовой взвеси (кал/мг); C – концентрация кормовой взвеси (мг/л); A_e – коэффициент ассимиляции пищи.

В настоящий вариант экологической модели включены два варианта ДЭБ: для черноморской мидии *Mytilus galloprovincialis* и плоской устрицы *Ostrea edulis*. Таким образом, модель позволяет имитировать функционирование нескольких плантаций разных моллюсков в одном районе. Подробные модели ДЭБ, использованные для описания роста устриц и мидий, а также аппроксимации процессов жизнедеятельности, приведены в [13, 20].

Множество объектов класса «Моллюски» входит в состав класса «Марикультура». Этому классу присущи общие и интегральные характеристики морской плантации: ее конфигурация в пространстве, длина, объем, расположение коллекторов относительно поверхности, общая масса выращиваемых моллюсков, их продукционные характеристики, количество потребленных и выделенных веществ.

Аналогично объект класса «Моллюски» может описывать группу идентичных особей двустворчатых моллюсков, которая занимает фиксированную площадь дна с известными размерами и координатами. В этом случае множество таких объектов будет составлять массив «Зообентос».

Класс «Планктонные животные» является наследником классов «Биологический объект» и «Вид зоопланктона». Множество таких объектов («Зоопланктон» на рис. 1) вместе с массивами «Фитобентос» и «Зообентос» включается в класс «Биота», наследник класса «Расчетная сетка». В свойствах этого класса фигурируют поля всех биологических компонентов экосистемы на двумерной сетке, а также средние или интегральные характеристики, необходимые для анализа поведения системы. Методы этого класса позволяют рассчитать все перечисленные характеристики и преобразовать представления в виде объектов в привычные двумерные поля, удобные для анализа и визуализации.

Класс «Макрофиты» является наследником классов «Вид водорослей» и «Биологический объект» и, соответственно, в свойствах объектов этого класса содержится вся необходимая информация для расчета продукционных и метаболических процессов макроводорослей определенного вида. Основным методом класса «Макрофиты» является модель ДЭБ, разработанная в [21, 22]. Для макрофитов и микроводорослей используется практически одна и та же модель с некоторыми отличиями, обусловленными особенностями имеющихся натурных данных, на основе которых построены следующие уравнения:

$$\frac{dB_m}{dt} = (P_r - k_e - m)B_m,$$

$$\frac{dQ_N}{dt} = V_{\text{NO}_3} \frac{[\text{NO}_3]}{K_{\text{NO}_3} + [\text{NO}_3]} + V_{\text{NH}_4} \frac{[\text{NH}_4]}{K_{\text{NH}_4} + [\text{NH}_4]} - P_r Q_N,$$

$$\begin{aligned}\frac{dQ_P}{dt} &= V_P \frac{[P]}{K_P + [P]} - P_r Q_P, \\ P(E) &= \left(P_{\max} \tanh \left(\alpha \frac{E}{P_{\max}} \right) - R_d \right) f(T), \\ E &= E_0 \exp(-\beta z), \\ P_r &= P(E) k_{DW} \min(f(Q_N), f(Q_P)) C_w, \\ f(Q_N) &= \frac{Q_N - Q_N^{\min}}{Q_N^{\max} - Q_N^{\min}}, \\ f(Q_P) &= \frac{Q_P - Q_P^{\min}}{Q_P^{\max} - Q_P^{\min}}, \\ V_{NO_3} &= V_{NO_3}^{\max} (1 - f(Q_N)), \\ V_{NH_4} &= V_{NH_4}^{\max} (1 - f(Q_N)), \\ V_P &= V_P^{\max} (1 - f(Q_P)),\end{aligned}$$

где E_0 (мкмоль фотон/м²/с) – фотосинтетически активная радиация (ФАР) на поверхности воды, E – на глубине z (м); B_m – биомасса объекта макрофитов (г сух. вес/м³); P_r – удельная скорость роста (1/сут); $P(E)$ – скорость фотосинтеза (мг O₂/г сух. вес/ч); $P_{\max}$ – максимальная скорость фотосинтеза; α – наклон PE -кривой при малых значениях светового потока; R_d (мг O₂/г сух. вес/ч) – темновое дыхание (характеризует количество кислорода, затраченного на дыхание в отсутствие потока ФАР); Q_N и Q_P (мкмоль/г сух. вес) – концентрации фосфора и азота в тканях водоросли; $Q_N^{\max}$, $Q_N^{\min}$, $Q_P^{\max}$, $Q_P^{\min}$ (мкмоль/г сух. вес) – минимальные и максимальные концентрации фосфора и азота в тканях водоросли; V_{NO_3} , V_{NH_4} , V_P – скорости изъятия нитратов, аммония и фосфора из воды (мкмоль/г сух. вес/ч); $V_{NO_3}^{\max}$, $V_{NH_4}^{\max}$, $V_P^{\max}$ – максимальные скорости изъятия нутриентов; K_P , K_{NO_3} , K_{NH_4} – константы полунасыщения (мкМ); m – коэффициент отмирания; k_e – скорость экссудации; k_{DW} – коэффициент пересчета мг O₂ в мг С.

Использованные в работе числовые параметры фитобентоса, состоящего из двух видов морских трав (*Zostera noltii* и *Ruppia maritima*), представлены в табл. 2.

Множество объектов класса «Макрофиты» образует массив «Фитобентос», который является свойством класса «Биота». По аналогии с классом «Моллюски», множество объектов класса «Макрофиты» может входить в объект класса «Марикультура», который описывает плантацию выращиваемых макроводорослей. Самый старший класс «Экосистема» включает в себя экземпляры классов «Гидродинамика», «Гидрохимия», «Фитопланктон», «Марикультура», «Биота».

Значения параметров фитобентоса
Numerical values of phytobenthos parameters

Параметр / Parameter	<i>Zostera noltii</i>	<i>Ruppia maritima</i>
$Q_N^{\max}$, мкмоль/г сух. вес / $Q_N^{\max}$, $\mu\text{mol/g DW}$	4507	4507
$Q_N^{\min}$, мкмоль/г сух. вес / $Q_N^{\min}$, $\mu\text{mol/g DW}$	755	755
$Q_P^{\max}$, мкмоль/г сух. вес / $Q_P^{\max}$, $\mu\text{mol/g DW}$	118	118
$Q_P^{\min}$, мкмоль/г сух. вес / $Q_P^{\min}$, $\mu\text{mol/g DW}$	30	30
$V_{\text{NO}_3}^{\max}$, мкмоль/г сух. вес/ч / $V_{\text{NO}_3}^{\max}$, $\mu\text{mol/g DW/h}$	3,0	14,1
$V_{\text{NH}_4}^{\max}$, мкмоль/г сух. вес/ч / $V_{\text{NH}_4}^{\max}$, $\mu\text{mol/g DW/h}$	19,4	75,0
$V_P^{\max}$, мкмоль/г сух. вес/ч / $V_P^{\max}$, $\mu\text{mol/g DW/h}$	2,42	9,30
K_P , мкМ / K_P , μM	1,5	1,5
K_{NO_3} , мкМ / K_{NO_3} , μM	7,0	9,2
K_{NH_4} , мкМ / K_{NH_4} , μM	12,3	12,3
k_c , 1/ч / k_c , 1/h	0,1	0,1
m , 1/сут / m , 1/day	0,005	0,005
$P_{\max}$, мг O_2 /г сух. вес/ч / $P_{\max}$, mg O_2 /g DW/h	6,85	15,94
R_d , мг O_2 /г сух. вес/ч / R_d , mg O_2 /g DW/h	1,70	1,43
α	0,046	0,060

Результаты и обсуждение

Конфигурация модельной фермы подбиралась в соответствии с рекомендациями по ведению устричного хозяйства в зал. Донузлав ². Общая площадь, занимаемая устричной плантацией, составляет ~ 80 га. Садки с устрицами подвешиваются на плоты. Каждый плот рассчитан на удержание 500 кг сырой массы устриц (включая раковину) товарного размера. Плоты последовательно соединены по 8 единиц в блок. Модельная устричная ферма состоит из 24 блоков, объем товарной продукции составляет ~ 100 т.

Начальные условия интегрирования: средний сухой вес мягких тканей одной устрицы и общий сухой вес всех культивируемых моллюсков на одном плоту (носителе), вертикальный профиль температуры воды, поля гидрохимических элементов (нитратов, нитритов, аммония, фосфатов, *POM* и *DOM*), биомасса фитопланктона. Поля соединений химических элементов формировались как случайные величины с заданным средним и дисперсией. Средние концентрации были взяты из работы [11]: $[\text{NH}_4] = 3,6$ мкМ; $[\text{NO}_3] = 3,0$ мкМ; $[\text{PO}_4] = 0,25$ мкМ; $[\text{POM}] = 5$ мкмоль N/л; $[\text{DOM}] = 5$ мкмоль N/л; $B = 200$ мг/м³. В узлах сетки с дискретностью три часа были заданы векторы средних по вертикали скоростей течений, предварительно рассчитанные с использованием гидродинамической нелинейной сигма-координатной модели циркуляции вод в приближении гидростатики [23]. В данном варианте модели были выключены блоки зоопланктона и зообентоса.

На каждом шаге интегрирования вычислялись результаты процессов обмена объектов со средой. Фитопланктон и макроводоросли изымают из среды соединения углерода, азота и фосфора, выделяют кислород и *DOM*. Устрицы поглощают из среды фитопланктон и *POM*, а выделяют фосфаты, аммоний, *DOM* и *POM* (часть которого возвращается в пул взвешенного вещества в столбе воды, другая часть поступает в биоотложения (*SDM*)). Каждый последующий объект вычисляет доступные ресурсы на основе измененного состояния экосистемы, обусловленного предыдущими вычислениями. Таким образом имитируется конкуренция за ресурсы, и, если объекты пересекаются или накладываются друг на друга, потребление ресурсов предыдущими объектами на том же шаге по времени может оказаться значительным и часть объектов будет испытывать нехватку питательных веществ для роста. Очередность вычислений на каждом шаге интегрирования определялась для каждого объекта случайным образом, что предотвращало ситуацию, когда часть объектов находится в заведомо худших трофических условиях, чем остальные объекты.

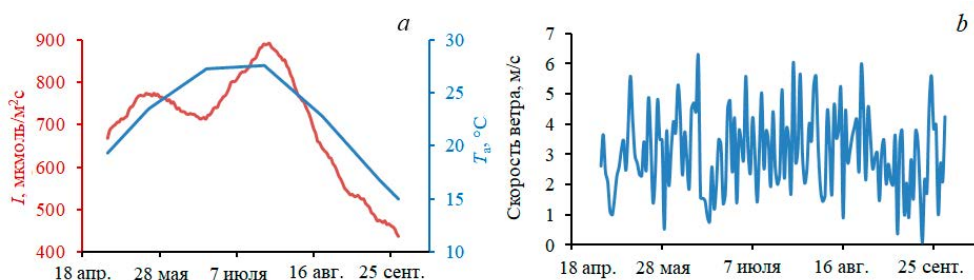
Начальные и граничные условия. Шаг интегрирования различался для биологического, химического и динамического блоков. Динамика состояния биологических объектов и уравнения химических реакций рассчитывались с шагом три часа, адвекция и диффузия полей – с шагом 36 мин. На открытых границах расчетной области задавались условия равенства нулю градиента по нормали к границе.

Поле фитопланктона задавалось как множество объектов диатомовых микроводорослей с высокой скоростью роста. Управляющими переменными модели являлись освещенность на поверхности воды, температура воздуха и скорость ветра (рис. 2). Временной ряд освещенности поверхности задавался в соответствии со средними оценками инсоляции над Черным морем [24]. Суточная изменчивость моделировалась синусоидой, температура воздуха и скорость ветра – по данным *ERA–Interim* (2007 г.) с дискретностью три часа. Длительность интегрирования составила 5 мес с мая по октябрь – период активного роста устриц.

Время достижения устрицей товарного размера от момента ее посадки в садок для выращивания составляет 27–33 мес², поэтому расчеты проводились для двух размерных групп устриц, соответствующих второму и третьему годам культивирования с начальным сырым весом мягких тканей 2,3 г и 18,4 г (высота раковины 22 мм и 48 мм соответственно). Влияние устричной плантации на экосистему оценивали по динамике обменных процессов между устрицами и морской средой. В работе вычислялись средние по ферме высота устричной раковины, масса мягких тканей устрицы, скорости фильтрации, потребления, затраты на метаболизм, выделение, масса экскретируемых аммония и фосфатов, средние значения полей гидрохимических компонентов во всей расчетной области и в районе расположения устричной фермы.

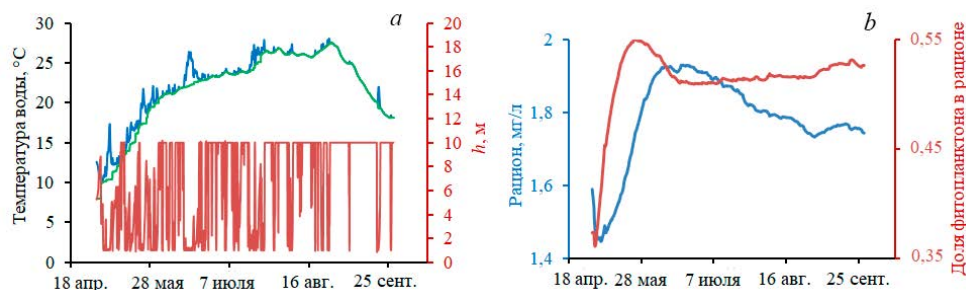
Рассмотрим условия модельной морской среды, в которой выращиваются устрицы (рис. 2, 3). На рис. 3, *а* показано, как меняется вертикальный профиль температуры воды под воздействием прогрева и напряжения трения ветра.

Профиль в соответствии с моделью ВКС определялся переменными T^0 , T^h и h . Постепенно прогрев увеличивается, перемешивание достигает дна, после чего двухслойная структура фактически перестает существовать, устанавливаются условия однородности по всей глубине модельного водоема. Лишь при резком усилении ветра на короткое время возникает новый ВКС, который быстро исчезает. На рис. 3, b показаны динамика средней по расчетной области концентрации кормовой взвеси и соотношение между ее составляющими фитопланктоном и взвешенным органическим веществом (POM). Как видим, фитопланктон составляет примерно половину рациона моллюсков.



Р и с. 2. Управляющие переменные модели: инсоляция в полдень (красная кривая), максимальная за сутки температура воздуха (синяя кривая) (a); скорость ветра (b)

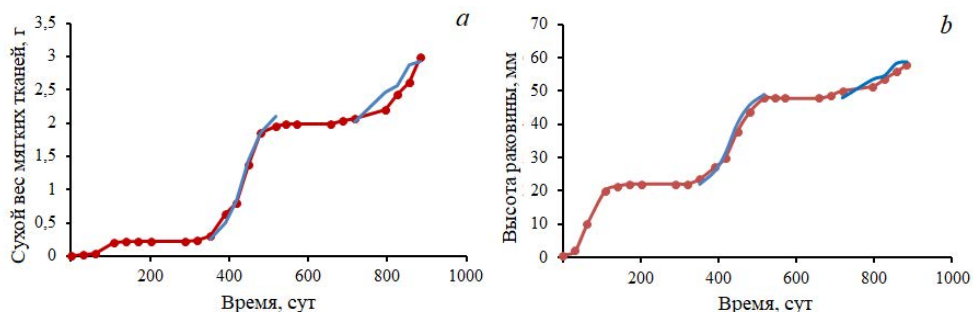
F i g. 2. Control variables of the model: insolation at midday (red curve), diurnal maximum air temperature (blue curve) (a); wind speed (b)



Р и с. 3. Условия морской среды: температура верхнего (синяя кривая) и нижнего (зеленая кривая) слоев воды, толщина верхнего слоя (a); концентрация кормовой взвеси и соотношение между составляющими рациона моллюсков – фитопланктоном и взвешенным органическим веществом (b)

F i g. 3. Marine environment conditions: temperature of the upper (blue curve) and lower (green curve) layers, thickness of the upper layer (a); concentration of suspended food, and ratio between the mollusk diet components: phytoplankton and suspended organic matter (b)

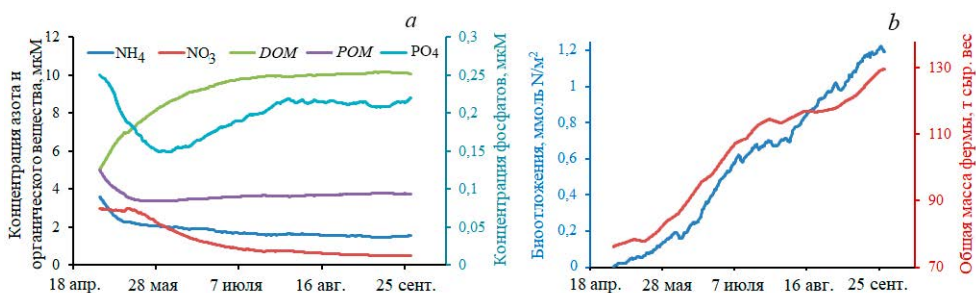
Численные эксперименты. Модель была верифицирована по данным из работы ³, полученным на устричной ферме в зал. Донузлав в 2002–2003 гг. При этом внешние условия эксперимента (температура воды и концентрация кормовой взвеси) примерно соответствовали реальным значениям. На рис. 4 показаны результаты сравнения натурных данных и модельных расчетов в периоды активного роста моллюсков второго и третьего годов культивирования.



Р и с. 4. Сравнение модельных (синяя кривая) и натурных (согласно ³) (красная кривая) данных по двум показателям – сухому весу мягких тканей устрицы (а) и высоте раковины (b)

F i g. 4. Comparison of model (blue curve) and field (red curve) ³ data by two indicators: dry weight of oyster soft tissues (a) and shell height (b)

Все приведенные далее графики относятся к расчетам для третьего года культивирования, когда изменения в экосистеме более наглядны. Приведем средние по расчетной области значения основных гидрохимических характеристик, а также модельные данные о росте в течение 5 мес общей массы культивируемых устриц и соответствующего количества биоотложений (рис. 5). Как видно, концентрации в воде соединений азота и фосфора, как органических, так и неорганических, имеют определенные квазистационарные значения, которые слабо отличаются от полученных в расчете динамики экосистемы в отсутствие фермы. В районе непосредственного расположения фермы концентрации различаются на 10–20 %, а если рассматривать расчетную область в целом, то отличие не превышает 1–2 %. Различия в концентрациях химических компонентов наиболее заметны для органического вещества, поскольку неорганические соединения быстро поглощаются растительными составляющими экосистемы, а *POM* и *DOM* остаются как следы функционирования автотрофов.



Р и с. 5. Графики динамики: гидрохимических характеристик для третьего года культивирования устриц (а), биоотложений и общей массы культивируемых устриц (b)

F i g. 5. Dynamic graphs of hydrochemical characteristics for the third year of oyster cultivation (a), biodeposits and total mass of cultivated oysters (b)

Функционирование устричной плантации общей массой ~ 100 т приводит к росту биоотложений и заиливанию дна не только непосредственно под фермой, но и на значительном удалении от нее (рис. 6).

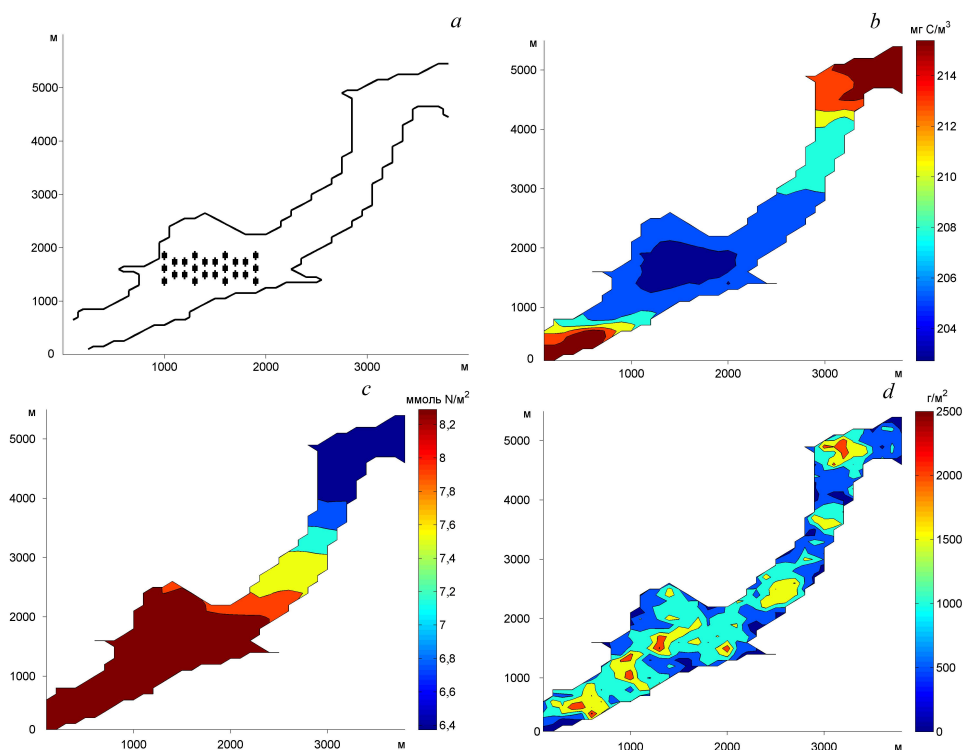


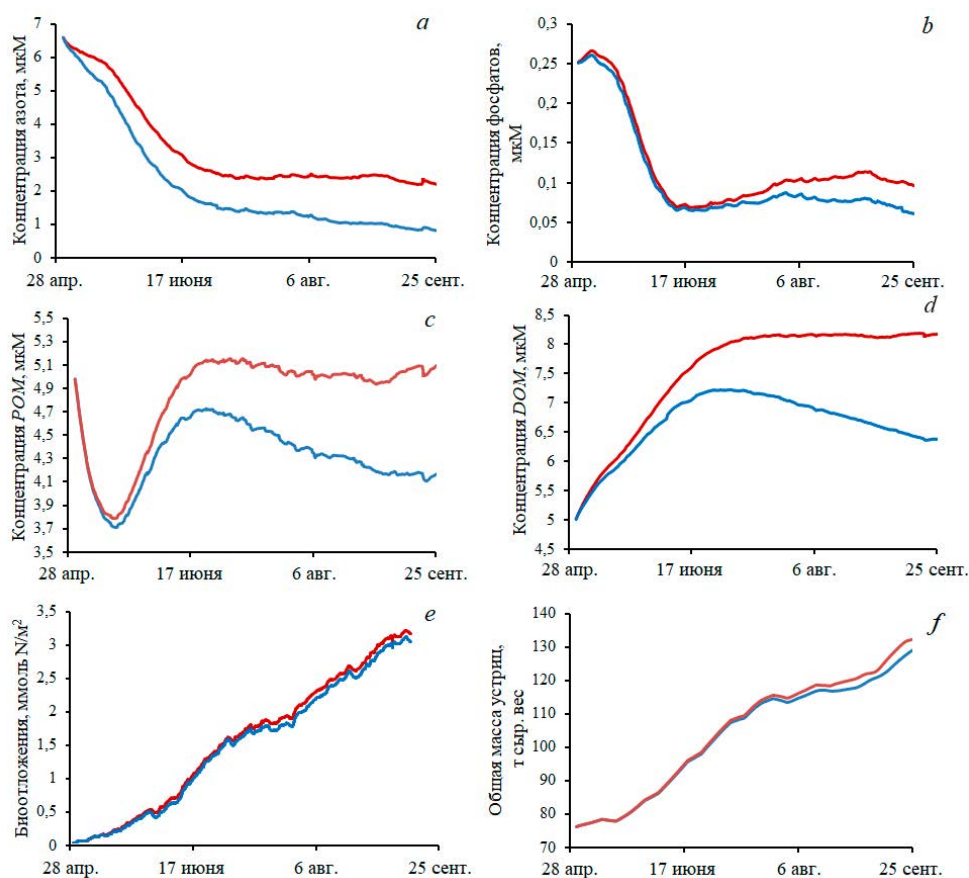
Рис. 6. Схема устричной плантации (а), биомасса фитопланктона (b), биоотложения (c), биомасса фитобентоса (d). Поля показаны по состоянию на последний день расчета 30.09.2007 г.
Fig. 6. Oyster farm scheme (a), phytoplankton biomass (b), biodeposits (c), phytobenthos biomass (d). The submitted fields correspond to the last day of calculation on 30.09.2007

Как и следовало ожидать, в районе фермы биомасса фитопланктона ниже, чем в смежной акватории, однако это расхождение незначительно. Масса биоотложений растет к юго-западу, что, вероятно, обусловлено особенностями динамики вод.

Изучалось влияние фитобентоса на рост устриц и экологическое состояние акватории. Для этого сравнивались два расчета: при наличии фитобентоса (морские травы *Ruppia maritima* и *Zostera noltii* со средней общей биомассой 770 г сырого веса/ m^2) и в его отсутствие. Результаты представлены на рис. 7. Как показано, наличие донной растительности существенно снижает концентрацию неорганических соединений азота и фосфора, *DOM* и *POM* в акватории. При этом биомасса продукции фермы и количество биоотложений незначительно уменьшаются.

Положительное влияние зарослей морских трав на экологическое состояние прибрежных акваторий, особенно с затрудненным водообменом с откры-

тым морем, хорошо известно. В первую очередь, фитобентос обеспечивает достаточное снабжение донных организмов кислородом, который расходуется на дыхание и окисление *POM*, оседающего на дно. Как показывают графики на рис. 7, он также снижает концентрацию соединений азота и фосфора в толще воды.



Р и с. 7. Сравнение двух численных экспериментов – с включением макрофитобентоса (синяя кривая) и без него (красная кривая): концентрация суммы аммония и нитратов в воде (а), фосфатов (b), *POM* (c), *DOM* (d), биоотложений в единицах азота (e), масса культивируемых на ферме устриц (f)

F i g. 7. Comparison of two numerical experiments – with (blue curve) and without (red curve) inclusion of macrophytobenthos: concentration of the sum of ammonium and nitrates in water (a), phosphates (b), *POM* (c), *DOM* (d), biodeposits in nitrogen units (e), mass of oysters cultivated at the farm (f)

Количество выделяемого устрицами азота в виде аммония составляет от 0,3 до 0,83 мг N/(г сух. вес сут), фосфора в виде фосфатов от 0,06 до 0,1 мг/(г сух. вес сут), органических соединений азота 0,03 мг N/(г сух. вес сут). На всей устричной ферме количество выделяемого азота составляет 0,33–1,35 кг N/сут и фосфора 0,04–0,18 кг P/сут. В периоды нереста данные показатели удваиваются.

Заключение

Предложенная модель дает результаты, соответствующие натурным данным мониторинга выращивания плоской устрицы в зал. Донузлав и данным одномерной модели (линейной и весовой скорости роста, рациона, затрат на дыхание, экскрецию, продукцию). Динамика указанных характеристик определяется внешними условиями среды, такими как температура воды и концентрация кормовой взвеси, включающая *РОМ* и фитопланктон. Анализ результатов моделирования позволяет установить характер взаимодействия плантации моллюсков с акваторией и определить количественные характеристики обменных процессов. Устричная ферма включается в циклы углерода, азота и фосфора экосистемы, моллюски потребляют кормовую взвесь и выделяют детрит, аммоний и фосфаты. Модельные данные показывают, что в первый год культивирования (при среднем сыром весе мягких тканей моллюсков 1,2–4,5 г) влияние на экосистему незначительно. Однако при размерах моллюсков более 45 мм (17 г сырого веса мягких тканей) влияние фермы на экосистему становится заметным и усиливается по мере роста особей.

Концентрации растворенных соединений превышают фоновые в районе расположения фермы на ~ 10–20 %, однако в целом по заливу различия незначительны. Основное влияние устричной фермы – заиливание дна в результате осаждения биоотложений, таких как фекалии и псевдофекалии моллюсков. Область заиливания распространяется за пределы плантации, ее размеры и конфигурация определяются скоростью и направлением преобладающих течений. Фитобентос оказывает положительное влияние на качество воды в заливе, снижая концентрации аммония и фосфатов и конкурируя с фитопланктоном за питательные вещества, что подтверждается результатами численного моделирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. An individual-based population dynamic model for estimating biomass yield and nutrient fluxes through an off-shore mussel (*Mytilus galloprovincialis*) farm / D. Brigolin [et al.] // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2009. Vol. 82, iss. 3. P. 365–376. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.01.029>
2. Modelling Oyster Population Response to Variation in Freshwater Input / R. J. Livingston [et al.] // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2000. Vol. 50, iss. 5. P. 655–672. <https://doi.org/10.1006/ecss.1999.0597>
3. Modeling the impact of oyster culture on a mudflat food web in Marennes-Oléron Bay (France) / D. Leguerrier [et al.] // Marine Ecology Progress Series. 2004. Vol. 273. P. 147–162. <https://doi.org/10.3354/meps273147>
4. Mathematical modelling to assess the carrying capacity for multi-species culture within coastal waters / P. Duarte [et al.] // Ecological Modelling. 2003. Vol. 168, iss. 1–2. P. 109–143. [https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(03\)00205-9](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(03)00205-9)
5. Review of recent carrying capacity models for bivalve culture and recommendations for research and management / C. W. McKindsey [et al.] // Aquaculture. 2006. Vol. 261, iss. 2. P. 451–462. <https://doi.org/10.1016/j.aquaculture.2006.06.044>
6. Ferreira J. G., Hawkins A. J. S., Bricker S. B. Management of productivity, environmental effects and profitability of shellfish aquaculture – the Farm Aquaculture Resource Management (FARM) model // Aquaculture. 2007. Vol. 264, iss. 1–4. P. 160–174. <https://doi.org/10.1016/j.aquaculture.2006.12.017>

7. A model for sustainable management of shellfish polyculture in coastal bays / J. P. Nunes [et al.] // *Aquaculture*. 2003. Vol. 219, iss. 1–4. P. 257–277. [https://doi.org/10.1016/S0044-8486\(02\)00398-8](https://doi.org/10.1016/S0044-8486(02)00398-8)
8. Polyculture of scallop *Chlamys farreri* and kelp *Laminaria japonica* in Sungo Bay / F. Jiang-guang [et al.] // *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*. 1996. Vol. 14, iss. 4. P. 322–329. <https://doi.org/10.1007/BF02850552>
9. Камрасов С. В., Бугаец А. Н., Жарииков В. В. Оценка пространственной неоднородности условий культивирования тихоокеанской устрицы *Magallana gigas* (Thunberg, 1793) с помощью модели управления марифермами FARM в бухте Воевода (Японское море) // *Биология моря*. 2023. Т. 49, № 1. С. 37–44. EDN LRWITV. <https://doi.org/10.31857/S0134347523010059>
10. К вопросу организации крупномасштабного культивирования устриц в озере Донузлав / А. П. Золотницкий [и др.] // *Труды ЮгНИРО*. 2008. Т. 46. С. 48–54. EDN VSMANB.
11. Современные гидрологический и гидрохимический режимы залива Донузлав / Н. Н. Дьяков [и др.]. Севастополь : Росгидромет, 2021. 464 с. EDN SYFWYC.
12. Vasechkina E. F. Coupled physical biological model of shellfish mariculture // *Proceedings of the 13th International MEDCOAST Congress on Coastal and Marine Sciences, Engineering, Management and Conservation*. MEDCOAST 2017. 2017. P. 381–392. EDN YVZFC.
13. Филиппова Т. А., Васечкина Е. Ф. Имитационная модель роста устрицы *Ostrea edulis* L. в условиях культивирования // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. 2023. № 4. С. 87–100. EDN NZYAOP.
14. Kraus E. B., Turner J. S. A One-Dimensional Model of the Seasonal Thermocline. II. The General Theory and Its Consequences // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 1967. Vol. 19, iss. 1. P. 98–106. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v19i1.9753>
15. Васечкина Е. Ф., Тимченко И. Е., Ярин В. Д. Интегральная динамико-стохастическая модель деятельного слоя океана // *Морской гидрофизический журнал*. 1988. № 1. С. 16–22.
16. Моделирование интегральных процессов в морских экосистемах / В. Н. Еремеев [и др.] // *Морской экологический журнал*. 2007. № 1. С. 5–30. EDN UIQHCB.
17. Якушев Е. В., Михайловский Г. Е. Моделирование химико-биологических циклов в Белом море. Расчет сезонной изменчивости фосфора, азота и кислорода // *Океанология*. 1993. Т. 33, № 5. С. 695–702.
18. Васечкина Е. Ф., Ярин В. Д. Сравнительный анализ экспериментов по моделированию морской экосистемы с использованием объектно-ориентированного подхода // *Морской гидрофизический журнал*. 2009. Т. 19, № 1. С. 26–35. EDN VOAIWT.
19. Vasechkina E. F. Nonlinear relationships between phytoplankton nutrient utilization traits and environmental factors // *Ecological Modelling*. 2020. Vol. 433. 109233. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2020.109233>
20. Васечкина Е. Ф., Казанкова И. И. Математическое моделирование роста и развития мидии *Mytilus galloprovincialis* на искусственном субстрате // *Океанология*. 2014. Т. 54, № 6. С. 816–824. EDN TCJANB. <https://doi.org/10.7868/S0030157414060112>
21. Vasechkina E. Object-Based Modeling of Marine Phytoplankton and Seaweeds // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2020. Vol. 8, iss. 9. 685. <https://doi.org/10.3390/jmse8090685>
22. Васечкина Е. Ф., Филиппова Т. А. Имитационное моделирование донного фитопланктона в прибрежной зоне Крыма // *Морской гидрофизический журнал*. 2020. Т. 36, № 3. С. 342–359. EDN NKQHDO. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-3-342-359>
23. Фомин В. В., Иванов В. А. Объединенная численная модель течений, волнения и транспорта наносов озера Донузлав // *Морской гидрофизический журнал*. 2006. № 2. С. 43–65. EDN YOFQJN.
24. Изменчивость фотосинтетических параметров фитопланктона в поверхностном слое Черного моря / З. З. Финенко [и др.] // *Океанология*. 2002. Т. 42, № 1. С. 60–75. EDN ZVNYZV.

Об авторах:

Васечкина Елена Федоровна, заместитель директора по научно-методической и образовательной работе, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор географических наук, **ORCID ID: 0000-0001-7007-9496**, **Scopus Author ID: 6507481336**, **ResearcherID: P-2178-2017**, **SPIN-код: 2933-3834**, vasechkina.elena@gmail.com

Филиппова Татьяна Александровна, младший научный сотрудник, отдел вычислительных технологий и математического моделирования, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0001-5762-5894**, **Scopus Author ID: 56190548500**, **ResearcherID: AAO-5512-2020**, **SPIN-код: 2922-1286**, deryabina1993@yandex.ru

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, **ORCID ID: 0000-0002-9070-4460**, **Scopus Author ID: 34769824600**, **ResearcherID: H-8185-2015**, **SPIN-код: 6992-2688**, fomin.dntmm@gmail.com

Численное исследование резонансных колебаний уровня воды в Азовском море под действием слабых внешних сил

А. Л. Чикин

Федеральный исследовательский центр Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия
✉ chikin1956@gmail.com

Поступила в редакцию 19.03.2025; одобрена после рецензирования 02.04.2025;
принята к публикации 15.05.2025.

Аннотация

Цель. Определены частоты резонансных колебаний уровня водной поверхности Азовского моря.
Методы и результаты. Вычислительные эксперименты проводились на математической модели, основанной на системе уравнений длинных волн в однородной жидкости. В качестве внешней силы выступал ветер переменного направления или переменной силы, а также колебание атмосферного давления. Задача решалась конечно-разностными методами с использованием неявных разностных схем. Получены значения длины периодов, при которых наступает резонансный эффект. Значения частоты колебаний определялись с помощью вычисления полной энергии осцилляций как суммы потенциальной и кинетической энергии. Установлено совпадение значений резонансной частоты (или периодов) колебаний уровня воды в условиях переменной ветровой нагрузки и изменяющегося атмосферного воздействия. Установлено, что устойчивые резонансные колебания могут наступать уже после четырех – семи периодов действия внешней периодической силы, после чего колебательные движения стабилизируются.
Выводы. Используемая математическая модель позволяет проводить вычислительные эксперименты для исследования процесса образования резонансных колебаний уровня воды в Азовском море. Результаты исследования адекватно описывают периодическое слабое внешнее воздействие на водную поверхность Азовского моря. Результаты расчетов резонансных частот согласуются с результатами, полученными другими авторами.

Ключевые слова: уравнения мелкой воды, резонанс, резонансные колебания, сейша, вычислительный эксперимент

Благодарности: публикация подготовлена в рамках реализации ГЗ ЮНЦ РАН на 2025 г., № гос. рег. 125012100503-4. Расчеты выполнены на кластере ЦКП Южного федерального университета «Высокопроизводительные вычисления».

Для цитирования: Чикин А. Л. Численное исследование резонансных колебаний уровня воды в Азовском море под действием слабых внешних сил // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 4. С. 557–567. EDN TZVTAA.

Numerical Study of Resonant Oscillations of Water Level in the Sea of Azov under the Impact of Weak External Forces

A. L. Chikin

*Federal Research Center the Southern Scientific Center, Russian Academy of Sciences,
Rostov-on-Don, Russia
✉ chikin1956@gmail.com*

Abstract

Purpose. The study is purposed at determining the frequencies of resonant oscillations of water surface level in the Sea of Azov.

Methods and Results. The computational experiments were performed using a mathematical model based on a system of equations for long waves in a homogeneous fluid. The wind of variable direction or strength, and the atmospheric pressure oscillations were considered to be an external force. The problem was solved by the finite-difference methods using the implicit difference schemes. The values of period lengths at which the resonant effect arises were obtained. The oscillation frequency values were determined through calculating the total energy of oscillations as a sum of potential and kinetic energy. A coincidence of the values of resonant frequency (or periods) of sea level oscillations under conditions of variable wind load and changing atmospheric impact has been revealed. It has been established that stable resonant oscillations can arise after four to seven periods of the impact of external periodic force, after which the oscillation movements stabilizes.

Conclusions. The applied mathematical model permits to conduct computational experiments for studying the process of formation of resonant oscillations of the Azov Sea water level. The results of investigation describe adequately the periodic weak external impact upon the water surface of the Sea of Azov. The calculated resonance frequencies are consistent with the results obtained by other authors.

Keywords: shallow water equations, resonance, resonant oscillations, seiche, computational experiment

Acknowledgements: The article was prepared within the framework of the state assignment of SSC, RAS for 2025, state registration No. 125012100503-4. The calculations were performed at the CCU cluster “High-Performance Computing” of the Southern Federal University.

For citation: Chikin, A.L., 2025. Numerical Study of Resonant Oscillations of Water Level in the Sea of Azov under the Impact of Weak External Forces. *Physical Oceanography*, 32(4), pp. 577-586.

Введение

Колебательные движения воды в замкнутых или полужамкнутых водоемах могут возникать при довольно слабом физическом воздействии на водную поверхность, если это воздействие попадает в резонанс с собственными колебаниями водоема. К подобным водоемам вполне относится Азовское море. Приводя в движение всю массу воды Азовского моря, созданные колебания влияют на его гидрологический режим. Во многих работах такие резонансные колебания отождествляются с сейшми и моделируются путем приложения возмущающей силы к поверхности водоема с последующим анализом свободных колебаний поверхности после прекращения воздействия. Возмущения могут задаваться как ветровым воздействием, так и колебаниями водной поверхности, индуцированными изменениями атмосферного давления. Для определения сейш проводится расчет вынужденных колебаний с целью определения резонанса с собственными колебаниями водоема.

При совпадении внешних воздействий, даже малой амплитуды, с собственными частотами колебаний водоема, могут возникать сейши, представляющие значительные риски для антропогенной инфраструктуры и экосистем. В работе [1] проведен анализ многолетней динамики и повторяемости опасных и неблагоприятных колебаний уровня Азовского моря, приводящих к катастрофическим подъемам уровня воды, разрушению берегов, затоплению кос Должанской, Ейской, Чумбурской, Очаковской и разрушению прибрежных строений.

Методом математического моделирования в [2] исследовано влияние неоднородных перемещающихся полей атмосферного давления на течения, свободные и вынужденные колебания уровня Азовского моря, вызываемые действием постоянного ветра, а также барическими возмущениями. Исследование свободных и вынужденных колебаний в Азовском море выполнено методом математического моделирования с помощью трехмерной сигма-координатной модели *POM (Princeton Ocean Model)*.

В работе [3] для Азовского моря в качестве вынуждающей силы задаются колебания уровня воды (нагона) у Керченского пролива. Резонансная частота устанавливается по максимальному значению полной энергии, наблюдаемому при изменении частоты возбуждающих колебаний. Общая энергия определялась как сумма кинетической и потенциальной энергии.

В работе [4] для Балаклавской бухты задаются колебания уровня воды и скорости течения. В начальный момент времени жидкость находится в состоянии покоя. Затем на открытой границе бассейна начинает действовать периодическое возмущение. Ставится задача определить периоды собственных колебаний бассейна, изучить структуру полей уровня и течений при полученных значениях периодов.

Целью работы [5] является нахождение в линейном приближении аналитического решения задачи о сейшах для прямоугольного бассейна постоянной глубины, которое позволяет рассчитать периоды мод сейшевых колебаний, отклонения свободной поверхности и скорости волновых течений. На основе полученного решения исследуются сейшевые и сейшеобразные колебания. Решение ищется в виде периодических по времени функций. Расчеты были проведены для прямоугольного бассейна длиной 450 км, шириной 250 км, глубиной 10 м, являющегося приближенной моделью Азовского моря, имеющей его характерные размеры.

В работе [6] свободные колебания уровня моря моделировались гидродинамически с учетом массовых сил, включая силу Кориолиса и донное трение. В качестве исходной системы уравнений использовалась нелинейная система уравнений мелкой воды. Над морем с нулевыми начальными значениями уровня и течений задавался однородный и постоянный ветер разных направлений. Через 10 ч ветер отключался и исследовались свободные колебания уровня.

Подобный подход к изучению свободных колебаний уровня воды в Азовском море, возникающих после прекращения действия постоянного ветра, представлен в [7]. В данной работе используется сигма-координатная модель, с помощью которой определяются характеристики сейшеобразных колебаний.

В работе [8] скорость и время движения барического поля выбраны в предположении, что волны генерируются с максимальными амплитудами. Это возможно, когда период вынуждающей силы приближается к периоду собственных колебаний бассейна. Время перемещения фронта над всей акваторией моря задается равным времени наибольшего подъема уровня Азовского моря, который происходит в течение половины периода старшей моды свободных колебаний.

На основании анализа результатов численного моделирования в работе [9] исследованы сейшеобразные колебания уровня Азовского моря в поле возмущений атмосферного давления. При этом период возмущающих давлений равен периоду собственных колебаний жидкости в бассейне.

Целью данной работы является численное исследование возникновения резонансных колебаний водной поверхности Азовского моря в результате слабых периодических внешних воздействий. Такими вынуждающими силами может быть слабый ветер переменных направлений или переменной силы, а также меняющееся с определенным периодом атмосферное давление. Вычислительные эксперименты проводились на математической модели, созданной в Южном научном центре РАН [10].

Материалы и методы

Расчеты колебаний уровня в Азовском море основываются на решении системы уравнений для длинных волн в однородной несжимаемой жидкости в поле силы Кориолиса с учетом атмосферного давления, как это сделано в работе [11]:

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - \Omega v &= -g \frac{\partial}{\partial x} \left(\zeta + \frac{P_a}{g\rho_0} \right) + \frac{\tau_{sx}}{H} - \frac{\tau_{bx}}{H}, \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \Omega u &= -g \frac{\partial}{\partial y} \left(\zeta + \frac{P_a}{g\rho_0} \right) + \frac{\tau_{sy}}{H} - \frac{\tau_{by}}{H}, \\ \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial(Hu)}{\partial x} + \frac{\partial(Hv)}{\partial y} &= 0,\end{aligned}$$

где $H = h + \zeta$; $h = h(x, y)$ – глубина водоема; $u = u(x, y, t)$, $v = v(x, y, t)$ – скорости; P_a – атмосферное давление; ρ_0 – средняя плотность морской воды; τ_{sx}, τ_{sy} – проекции на оси OX и OY силы трения ветра о поверхность воды; τ_{bx}, τ_{by} – проекции на оси OX и OY силы трения жидкости о дно. Такой же подход к моделированию морских наводнений в дельте р. Дон приведен в работе [12]. Значения сил трения зависят от скорости ветра $\bar{W}_B = \{W_x; W_y\}$ и течения $\bar{W}_T = \{u_s; v_s\}$ и определяются так [13]:

$$\bar{\tau}_s = \gamma |\bar{W}_B| \bar{W}_B, \quad \bar{\tau}_b = \beta |\bar{W}_T| \bar{W}_T,$$

где $|\bar{W}_B| = \sqrt{W_x^2 + W_y^2}$, $|\bar{W}_T| = \sqrt{u^2 + v^2}$; β – коэффициент трения жидкости о дно;
 γ – коэффициент трения ветра о свободную поверхность воды.

На твердой границе $\partial\Omega_b$ задаются условия скольжения:

$$\mathbf{V}_n|_{\partial\Omega_b} = 0, \quad \left. \frac{\partial \mathbf{V}_\tau}{\partial n} \right|_{\partial\Omega_b} = 0.$$

Задача решается конечно-разностными методами на равномерной сетке с использованием неявных разностных схем. Конвективные члены уравнения количества движения аппроксимировались разностями против потока. Перепад уровня воды определяется из соответствующего разностного аналога. Шаг сетки составлял $\Delta x = 660$ м и $\Delta y = 685$ м с числом узлов 524×354 . После индексации ячеек в расчетной области число неизвестных по каждой переменной стало примерно 83 000. Аналитическая оценка допустимого шага по времени в используемых разностных схемах не проводилась, но численные расчеты показали устойчивость счета при $\Delta t < 120$. Программа написана на языке *FORTRAN*, численная реализация модели осуществлялась на высокопроизводительных вычислительных системах в среде *MPI* с использованием пакета параллельных подпрограмм *Aztec*.

Резонансная частота собственных и вынужденных колебаний определялась с помощью вычисления средней за период полной энергии как суммы кинетической E_k и потенциальной E_p энергии. Расчет полной энергии проводился по методике [3]:

$$E = E_k + E_p = \frac{\rho}{2T} \left(\iint_{TS} (H + \zeta)(u^2 + v^2) dSdt + g \iint_{TS} \zeta^2 dSdt \right).$$

Здесь ρ – плотность морской воды (принятая в модели постоянной и равной 1000 кг/м^3); T – период колебаний; S – площадь области расчета. При построении графиков рассматривался натуральный логарифм полной энергии $\ln(E)$.

Результаты и обсуждение

Исследован диапазон изменения периода вынужденных колебаний от 2 до 30 ч. Резонанс наблюдался при тех частотах, при которых полная энергия имела локальный максимум. Рассмотрены следующие основные сценарии возникновения резонансных колебаний уровня воды в Азовском море:

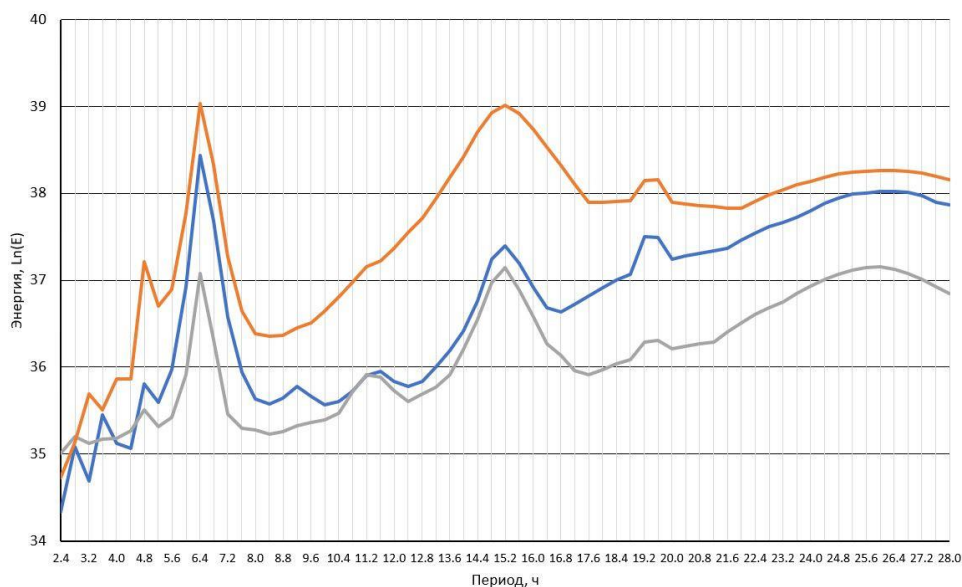
- направление ветра меняется с СВ на ЮЗ при неизменной скорости 2 м/с;
- действие восточного ветра скоростью 2 м/с чередуется со штилем;
- атмосферное давление на восточной и западной границах Азовского моря поочередно колеблется от 750 до 770 мм рт. ст.

Кроме этих основных сценариев, были рассмотрены направления ветра СЗ – ЮВ и С – Ю.

Шаг изменения периода вынужденных колебаний (изменения ветровой нагрузки или давления) равнялся 0,2 ч. Для получения более устойчивой картины резонанса для каждого периода внешнее воздействие изменялось 15 раз.

Наиболее сильно выделяющийся локальный максимум энергии наблюдался несколько раз – для значений периода 6,4; 15,2; 19,2 и 26 ч (рис. 1). Это наблюдалось и при ветрах СВ – ЮЗ, и при смене восточного ветра на штиль, и при колебаниях атмосферного давления. Кроме того, можно выделить еще несколько небольших всплесков энергии. Данные частоты наблюдались для всех румбов ветра, что соответствовало как продольным, так и поперечным воздействиям на поверхность моря. Отличалась только величина полной энергии.

Была рассмотрена ситуация, когда ветер скоростью 2 м/с менял направление с ЮВ на СЗ, а также чередовал восточное направление со штилем. Наиболее выраженные локальные максимумы энергии наблюдались для значений периода 6,4; 15,2 и 26 ч, что не противоречит результатам, полученным другими авторами. Так, в работе [14] указано, что в колебаниях уровня Азовского моря можно выделить три моды колебаний – 23; 14,5 и 6–8 ч. Более высокие моды колебаний менее значительны и не характерны для всего моря. Колебания с периодом 23,7 ч указаны в работе [3], но автор их относит к двухузловой сейше.

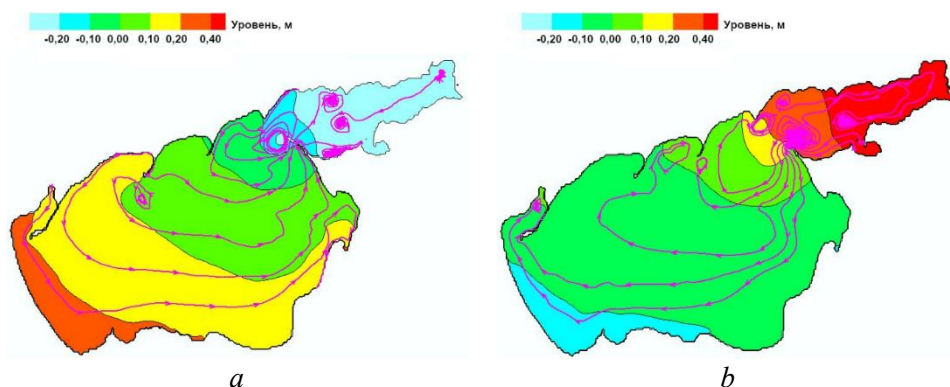


Р и с. 1. Зависимость логарифма энергии от частоты ветрового воздействия при смене направления постоянного ветра скоростью 2 м/с с СВ на ЮЗ (синяя кривая) (a); при чередующемся воздействии восточного ветра скоростью 2 м/с и штиля (серая кривая) (b); при колебаниях атмосферного давления на восточной и западной границах Азовского моря в диапазоне 750–770 мм рт. ст. (оранжевая кривая) (c)

F i g. 1. Dependence of the energy logarithm on wind impact frequency at: changing the direction of constant wind (speed 2 m/s) from NE to SW (blue curve) (a), alternating action of east wind (speed 2 m/s) and calm (gray curve) (b), and fluctuations in atmospheric pressure at the eastern and western boundaries of the Azov Sea in the range 750–770 mm Hg (orange curve) (c)

На приведенных ниже рисунках показано распределение уровней водной поверхности моря при максимальном значении полной энергии.

При периоде колебаний ветра 26 ч движение воды в Азовском море имеет циркуляционный характер с образованием нескольких зон циркуляции как в самом Азовском море, так и в Таганрогском заливе. На рис. 2 показано распределение уровня водной поверхности и линии тока с максимумом в Таганрогском заливе (0,85 м) и минимумом у Арабатской Стрелки (−0,15 м), которые сменяются на минимум в Таганрогском заливе (−0,74 м) и максимум у Арабатской Стрелки (0,31 м). Узловая линия сейши проходит примерно от основания Должанской косы к Бердянску. Подобный результат описан в работе [9].



Р и с. 2. Резонансные колебания при смене ветром скоростью 2 м/с направления с СВ на ЮЗ: *a* – в конце периода $T = 26,0$ ч; *b* – в конце полупериода $T/2 = 13,0$ ч

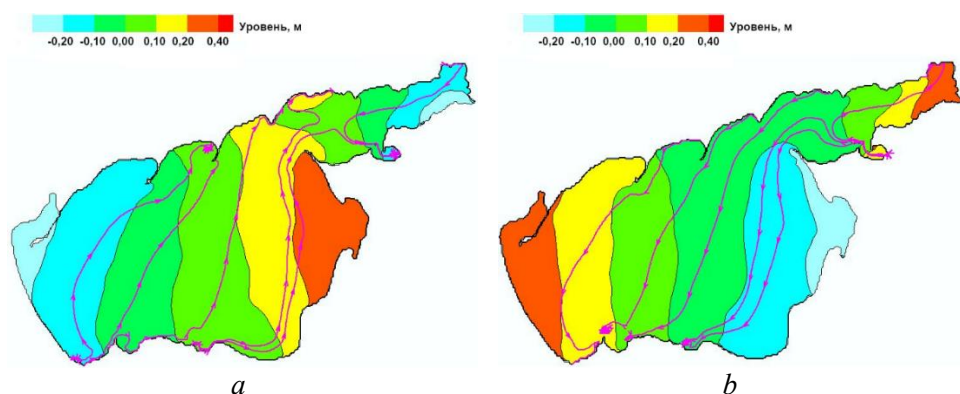
F i g. 2. Resonant oscillations at changing wind (speed 2 m/s) direction from NE to SW at the end of: *a* – period $T = 26.0$ h, and *b* – semi-period $T/2 = 13.0$ h

Наблюдения с метеостанций и гидропостов за колебаниями уровня воды показали, что чаще всего действуют колебания с периодом примерно 24 ч. Такие колебания уровня воды с периодом 23–25 ч описаны в работах [5, 7]. В работе [7] указано, что доминирующие продольные собственные колебания первой моды уровня Азовского моря имеют период, приблизительно равный 24 ч. Структура этой моды такова, что одна ее вершина находится в Таганрогском заливе, а противоположная – вблизи Геническа. Такая ситуация очень близка к полученной нами картине, представленной на рис. 2.

При периоде колебаний ветра 19,2 ч движение воды в Азовском море также имеет циркуляционный характер с образованием нескольких зон циркуляции, как и в случае с периодом 26 ч. Однако амплитуда колебаний в этом случае меньше и равна 0,25 м для максимума и −0,45 м для минимума.

При колебаниях ветра с периодом 15,2 ч движение воды в Азовском море имеет в основном поступательный характер (рис. 3), прослеживается двухузловая сейша. В этом случае наблюдаются два максимума уровней – в Таганрогском заливе (0,39 м) и Утлюкском лимане (0,42 м) – и минимум в районе Приморско-Ахтарска (−0,44 м), которые сменяются соответственно на максимум в районе Приморско-Ахтарска и два минимума в Таганрогском заливе

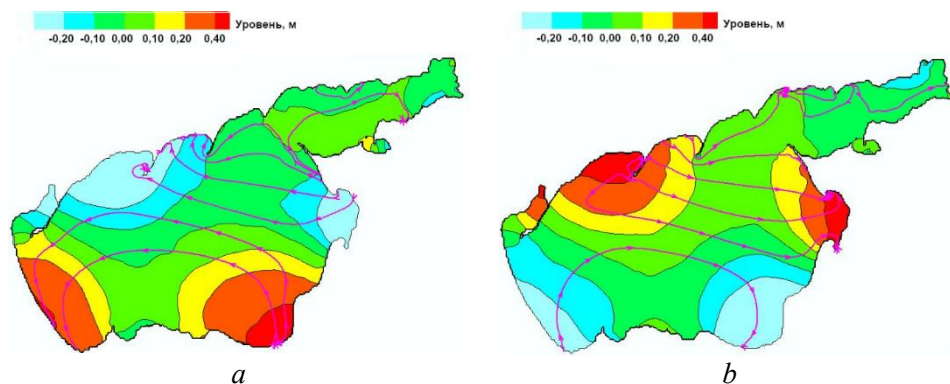
и Утлюкском лимане. Одна узловая линия соединяет район Керченского пролива с Бердянским заливом. Вторая узловая линия соединяет район Ейска с Белосарайской косой.



Р и с. 3. Резонансные колебания при смене ветром скоростью 2 м/с направления с СВ на ЮЗ: *a* – в конце периода $T = 15,2$ ч; *b* – в конце полупериода $T/2 = 7,6$ ч

F i g. 3. Resonant oscillations at changing wind (speed 2 m/s) direction from NE to SW at the end of: *a* – period $T = 15.2$ h, and *b* – semi-period $T/2 = 7.6$ h

При периоде ветровых колебаний 6,4 ч (рис. 4) основные колебания уровня воды происходят в самом Азовском море. Максимальный уровень регистрируется в районе Приморско-Ахтарска и Обиточном заливе (0,85–1,0 м), минимальный – в районе устья Кубани и у Арабатской Стрелки (–0,55 м). Через половину периода (3,2 ч) пространственное распределение экстремумов уровня инвертируется. Одна узловая линия проходит через центр Азовского моря из района Приморско-Ахтарска к Бирючему Острову. Остальные две узловые линии находятся на границе Таганрогского залива и в его центральной части.

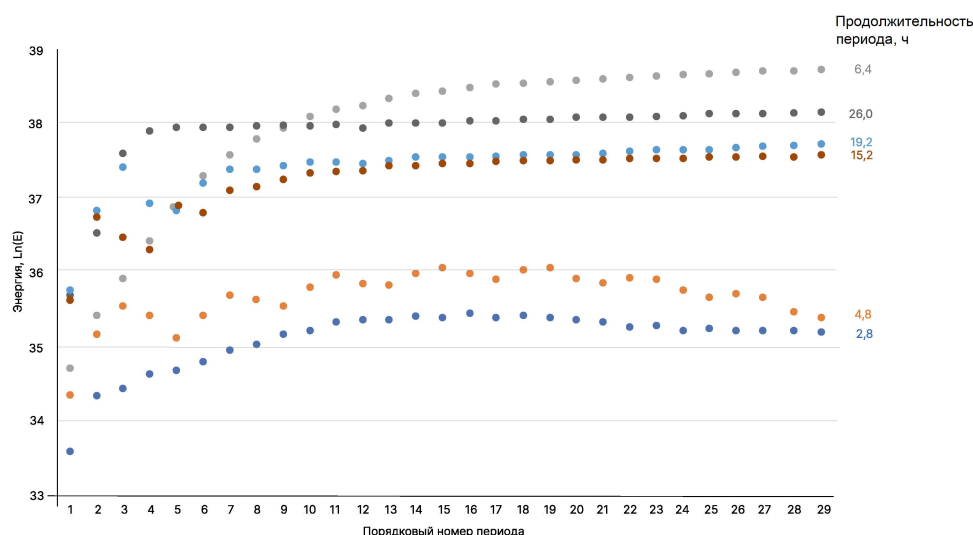


Р и с. 4. Резонансные колебания при смене ветром скоростью 2 м/с направления с СВ на ЮЗ: *a* – в конце периода $T = 6,4$ ч; *b* – в конце полупериода $T/2 = 3,2$ ч

F i g. 4. Resonant oscillations at changing wind (speed 2 m/s) direction from NE to SW at the end of: *a* – period $T = 6.4$ h, and *b* – semi-period $T/2 = 3.2$ h

Дальнейшее исследование колебаний при пиковых частотах показало, что при частоте колебаний ветра с периодом 26 ч резкое увеличение полной энергии начинает наблюдаться уже в четвертом периоде действия вынуждающего воздействия. Различие в значениях полной энергии для последующих периодов не превышает 1 %. Для колебаний с периодом 15,2 ч резкое увеличение полной энергии начинает наблюдаться в шестом периоде, а для колебаний с периодом 6,4 ч – в седьмом периоде.

При дальнейшем внешнем колебательном воздействии на поверхность моря с периодами 6,4; 15,2; 26, а также 19,2 ч значение полной энергии продолжает устойчиво увеличиваться, что говорит о возможном наступлении резонанса (рис. 5). Заметим, что частота при периоде 19,2 ч ранее не была рассмотрена как резонансная. Для частот с периодом колебаний 2,8; 4,8 ч дальнейшее внешнее воздействие приводит к уменьшению полной энергии, что говорит о затухании колебаний.



Р и с. 5. Полная энергия для пиковых значений периодов (ч) колебаний при ветровом воздействии на поверхность Азовского моря

F i g. 5. Total energy for peak values of oscillation periods (h) under wind impact on the Azov Sea surface

В случае, когда происходит чередование действия ветра со штилем, картины распределения уровней поверхности воды в Азовском море подобны наблюдавшимся в предыдущей ситуации.

Генерация вынужденных колебаний уровня воды в Азовском море проводилась также с помощью колебаний атмосферного давления. Предполагалось, что ветровая нагрузка полностью отсутствует. На западной (Арабатская Стрелка) и восточной (устья рукавов Дона) границах моря задавались разные значения давления, связанные линейной зависимостью. Атмосферное давление задавалось равным 750 мм рт. ст. на одном конце Азовского моря и 770 мм рт. ст. на другом конце. Пиковые значения полной энергии, предсказуемо, соответствуют

частотам изменения давления, совпадающим с частотами колебаний ветровой нагрузки (см. рис. 1): с периодами 6,4; 15,2; 19,2 и 26 ч. Отличительной особенностью является отсутствие всплесков полной энергии для периодов 9,2 и 11,6 ч, а также аномальное поведение энергии на периодах, меньших 6,4 ч.

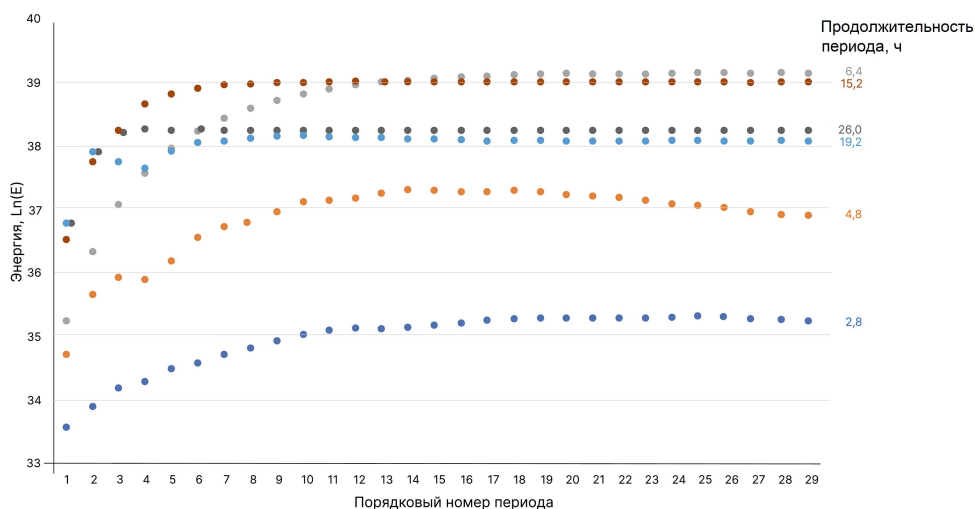


Рис. 6. Полная энергия для пиковых значений периодов (ч) колебаний при воздействии атмосферным давлением на поверхность Азовского моря

Fig. 6. Total energy for peak values of oscillation periods (h) under the influence of atmospheric pressure on the Azov Sea surface

При дальнейшем воздействии атмосферного давления на поверхность моря с пиковыми частотами для периодов 6,4; 15,2; 19,2; и 26 ч значение полной энергии стабилизируется, а для периодов 2,8; 4,8 ч полная энергия уменьшается (рис. 6). Это подтверждает тот факт, что пиковые всплески полной энергии для периодов 2,8; 4,8 ч не являются резонансными.

Выводы

Проведенное численное исследование показало, что значительные колебания уровня воды в Азовском море могут вызываться довольно слабым внешним воздействием на водную поверхность. При этом колебания имеют не обязательно резонансный характер, а значительные возмущения водной поверхности наблюдаются уже в первые четыре – семь периодов колебаний внешней силы. При ветровом воздействии и при воздействии атмосферным давлением на поверхность Азовского моря получаются аналогичные результаты.

Результаты, полученные в представленной работе, согласуются с результатами, полученными другими авторами, хотя и не имеют точного с ними совпадения. Это объясняется применением разных математических моделей, а также отличием в аппроксимации самого Азовского моря, что влияет на значения собственных колебаний модели исследуемого объекта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Опасные штормовые нагоны и разрушение берегов Азовского моря / Л. А. Беспалова [и др.] // Наука Юга России. 2019. Т. 15, № 2. С. 29–38. EDN JRLJAH. <https://doi.org/10.7868/S25000640190204>
2. Черкесов Л. В., Шульга Т. Я. Исследование влияния параметров барических образований на свободные и вынужденные колебания уровня и течения в Азовском море // Морской гидрофизический журнал. 2016. № 4. С. 13–26. EDN WINRBD.
3. Матишов Г. Г., Инжебейкин Ю. И. Численные исследования сейшевых колебаний уровня Азовского моря // Океанология. Физика моря. 2009. Т. 49, № 4. С. 485–493. EDN KWIFHR.
4. Фомин В. В., Лазоренко Д. И., Иванча Е. В. Численное моделирование сейш в Балаклавской бухте // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2017. № 3. С. 32–39. EDN ZMZFFV.
5. Манилюк Ю. В., Черкесов Л. В. Исследование свободных колебаний жидкости в ограниченном бассейне, представляющем приближенную модель Азовского моря // Морской гидрофизический журнал. 2016. № 2. С. 16–26. EDN TSADQW. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2016-2-16-26>
6. Филиппов Ю. Г. Свободные колебания уровня Азовского моря. // Метеорология и гидрология. 2012. № 2. С. 78–82. EDN OPLEGT.
7. Иванов В. А., Черкесов Л. В., Шульга Т. Я. Исследование свободных колебаний уровня Азовского моря, возникающих после прекращения длительного действия ветра // Морской гидрофизический журнал. 2015. № 2 (182). С. 15–25.
8. Иванов В. А., Шульга Т. Я. Численный анализ влияния параметров перемещающихся атмосферных фронтов на течения, свободные и вынужденные колебания уровня Азовского моря // Прикладная механика и техническая физика. 2018. Т. 59, № 5 (351). С. 166–177. <https://doi.org/10.15372/PMTF20180519>. EDN XZIYAX.
9. Черкесов Л. В., Шульга Т. Я. Численный анализ влияния перемещающихся барических полей на течения, свободные и вынужденные колебания уровня в Азовском море // Экологический вестник научных центров Черноморского экономического сотрудничества. 2016. Т. 13, № 2. С. 99–110. EDN WDKVXZ.
10. Сгонно-нагонные колебания уровня воды устьевой области Дона: численное моделирование и сценарии изменения / А. Л. Чикин [и др.] // Наука Юга России. 2017. Т. 13, № 3. С. 39–49. EDN ZFIGHD. <https://doi.org/10.23885/2500-0640-2017-13-3-39-49>
11. Luetlich R. A., Westerink J. J. Formulation and numerical implementation of the 2D/3D ADCIRC. Finite element model version 44.XX. Notre Dame, 2004. 74 p.
12. Расчет и анализ морских наводнений в дельте р. Дон / В. В. Фомин, Д. В. Алексеев, Е. М. Лемешко, Д. И. Лазоренко // Метеорология и гидрология. 2018. № 2. С. 45–54. EDN YPPJNA.
13. Филиппов Ю. Г. Об одном способе расчета морских течений // Труды Государственного океанографического института. 1970. № 103. С. 87–94.
14. Филиппов Ю. Г. Моделирование сейшевых колебаний уровня Азовского моря // Труды Государственного океанографического института. 2011. № 213. С. 146–154. EDN PXRVDZ.

Об авторе:

Чикин Алексей Львович, главный научный сотрудник, ЮНЦ РАН (344006, г. Ростов-на-Дону, пр. Чехова, 41), доктор физико-математических наук, **SPIN-код: 3845-9760**, **ORCID ID: 0000-0002-4065-010X**, **Scopus Author ID: 8240627300**, chikin1956@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»: mghj.ras.ru
Physical Oceanography (англоязычная версия): <http://www.physical-oceanography.ru>
E-mail: journal@mhi-ras.ru

Редакторы: Л. Г. Анисимова, Н. Б. Мороз, Р. В. Камышников
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 01.08.2025 г. Дата выхода в свет 30.08.2025 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 50 экз. Цена свободная.

Отпечатано в типографии ИП Копыльцов Павел Иванович. ИНН 366411965235
394052, Российская Федерация, г. Воронеж, ул. Маршала Неделина, дом 27, кв. 56