

ISSN 0233-7584

Том 40, № 6

Ноябрь – Декабрь

2024

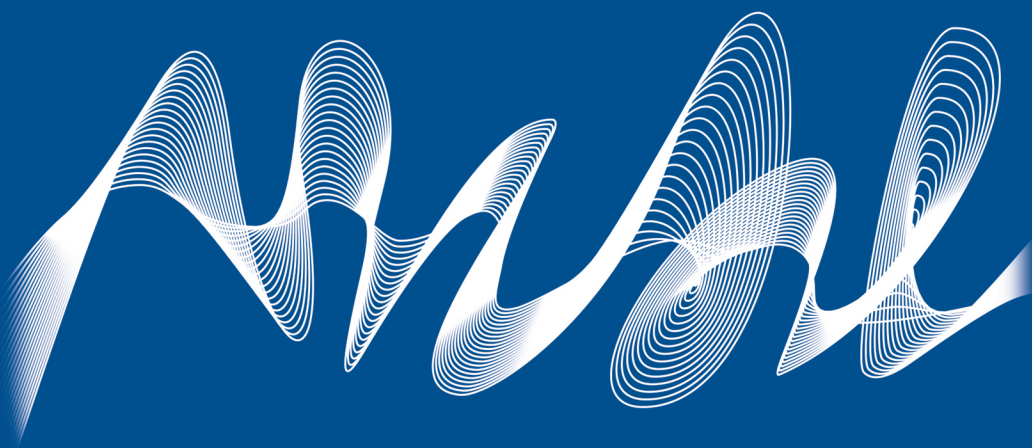


Морской гидрофизический журнал

mgfj.rf

Тематический выпуск

«Формирование потоков углерода в морской среде»



Под редакцией

члена-корреспондента РАН С. К. Коновалова

ISSN 0233-7584

Том 40, № 6. 2024

Ноябрь – Декабрь

Сквозной номер выпуска – 240

Основан в январе 1985 года

Выходит 6 раз в год

Vol. 40, no. 6. 2024

November – December

Continuous issue – 240

Founded in January 1985

Publication frequency:

6 issues per year

16+

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

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

Научно-теоретический журнал

УЧРЕДИТЕЛЬ И ИЗДАТЕЛЬ:

Федеральное государственное бюджетное
учреждение науки Федеральный
исследовательский центр «Морской
гидрофизический институт РАН»

Scientific and theoretical journal

FOUNDER AND PUBLISHER:

Federal State Budget Scientific
Institution Federal Research Centre
“Marine Hydrophysical
Institute of RAS”

Журнал включен в «Перечень рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание ученой степени доктора наук» (К1), группа научных специальностей: 1.6.17. Океанология (физико-математические, географические, технические науки), 1.6.19. Аэрокосмические исследования Земли, фотограмметрия (географические науки), 1.6.18. Науки об атмосфере и климате (физико-математические, географические науки), 1.6.19. Аэрокосмические исследования Земли, фотограмметрия (физико-математические науки), 1.6.20. Геоинформатика, картография (технические науки), 1.6.20. Геоинформатика, картография (физико-математические науки)

Издание находится под научно-методическим руководством Отделения наук о Земле РАН

Журнал зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций (регистрационный номер ПИ № ФС77-76617 от 15.08.2019 г.)

Территория распространения – Российская Федерация, зарубежные страны

Журнал включен в **Russian Science Citation Index (RSCI)** (1-й квартиль)

Журнал включен в «Белый список» Протоколом заседания Межведомственной рабочей группы по формированию и актуализации «Белого списка» научных журналов (Протокол ДА/3855-пр от 20.10.2022 г., Приложение 1)

Переводная англоязычная версия журнала **Physical Oceanography** индексируется **ESCI WoS, Scopus** Индексируется в Российском индексе научного цитирования (РИНЦ)

Журнал размещен в каталоге научной периодики РИНЦ на платформе научной электронной библиотеки eLibrary.ru, Киберленинка

Является членом Crossref

Плата за публикацию статей не взимается

Электронный адрес: journal@mhi-ras.ru

Сайт журнала: mgfj.ras.ru

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 – заместитель директора по научно-методической и образовательной работе ФГБУН ФИЦ МГИ, главный научный сотрудник, 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)

Грязин Дмитрий Геннадиевич – 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. Нодия 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 – директор ТОИ ЛВО РАН, д. ф.-м. н., академик РАН, проф., ORCID ID: 0000-0002-2806-3834 (Владивосток, Россия)

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)

Зодиагис 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 Ахметиевич – 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 – заместитель президента РАН, заместитель академика-секретаря Отделения наук о Земле РАН – руководитель Секции океанологии, физики атмосферы и географии, научный руководитель ЮНЦ РАН, научный руководитель ММБИ КНЦ 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. Konovalov** – 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)
- Grigoriy I. Dolgikh** – Director of POI FEB of RAS, Dr.Sci. (Phys.-Math.), academician of RAS, prof., ORCID ID: 0000-0002-2806-3834 (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 AuthorID: 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)
- Vasily V. Knysh** – 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, Supervisor of MMBI KSC of RAS, academician of RAS, Dr.Sci. (Geogr.), prof., ORCID ID: 0000-0003-4430-5220 (Rostov-on-Don, Russia)
- Nickolay 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 40, № 6. 2024

ноябрь – декабрь, 2024

ТЕМАТИЧЕСКИЙ ВЫПУСК

«Формирование потоков углерода в морской среде»

Под редакцией члена-корреспондента РАН С. К. Коновалова

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА

- Сергеев Д. А., Троицкая Ю. И., Ермакова О. С., Орехова Н. А.** Исследование связи между парциальным давлением углекислого газа и температурой морской поверхности в циклических сезонных вариациях в черноморском регионе..... 805
- Сорокина В. В., Кулыгин В. В.** Пространственно-временная динамика pH и общей щелочности вод Азовского моря в 1950–2020 годах..... 821
- Белокопытов В. Н., Жук Е. В.** Климатическая изменчивость термохалинных характеристик Черного моря (1950–2023 годы) 838
- Чурилова Т. Я., Суслин В. В., Кривенко О. В.** «Цветение» кокколитофорид в Черном море по данным дистанционного зондирования в 1998–2023 годах: интенсивность и частота..... 853

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ЭКСПЕДИЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

- Алексеева Н. К., Никулина А. Л., Блошкина Е. В., Швед Я. В., Рыжов И. В., Новихин А. Е., Махотин М. С.** Биогеохимические характеристики поверхностного слоя и потоки CO₂ в системе океан – атмосфера в заливах Западного Шпицбергена 878
- Мукосеев И. Н., Орехова Н. А.** Взвешенное вещество глубоководной части Черного моря..... 891

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МОРСКИХ СИСТЕМ

- Дорофеев В. Л., Сухих Л. И.** Распределение и вертикальные потоки взвешенного органического вещества в Черном море по результатам численного моделирования 905

АВТОМАТИЗАЦИЯ НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

- Бовсун М. А., Долгих Г. И., Долгих С. Г., Овчаренко В. В., Степочкин И. Е., Чупин В. А., Яцук А. В.** Результаты мониторинга концентраций парниковых газов и вариаций деформаций земной коры на мысе Шульца в зимний период 2023–2024 годов 918
- Алфавитный указатель за 2024 год** 936



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

CONTENTS

Vol. 40, no. 6. 2024

November – December, 2024

TOPICAL ISSUE

“Formation of carbon fluxes in marine environment”

Edited by Corresponding member of RAS **S. K. Kononov**

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

- Sergeev D. A., Troitskaya Yu. I., Ermakova O. S., Orekhova N. A.** Investigation of the relationship between partial pressure of carbon dioxide and sea surface temperature in the cyclic seasonal variations in the Black Sea..... 805
- Sorokina V. V., Kulygin V. V.** Spatial and temporal dynamics of pH and total alkalinity of the Sea of Azov waters in 1950–2020..... 821
- Belokopytov V. N., Zhuk E. V.** Climatic variability of the Black Sea thermohaline characteristics (1950–2023)..... 838
- Churilova T. Ya., Suslin V. V., Krivenko O. V.** “Bloom” of coccolithophores in the Black Sea based on remote sensing data obtained in 1998–2023: Intensity and frequency 853

EXPERIMENTAL AND FIELD RESEARCH

- Alekseeva N. K., Nikulina A. L., Bloshkina E. V., Shved Ya. V., Ryzhov I. V., Novikhin A. E., Makhotin M. S.** Biogeochemical characteristics of the surface layer and CO₂ fluxes in the ocean – atmosphere system in the fjords of Western Spitsbergen 878
- Mukoseev I. N., Orekhova N. A.** Suspended matter of the deep-water part of the Black Sea 891

MATHEMATICAL MODELING OF MARINE SYSTEMS

- Dorofeev V. L., Sukhikh L. I.** Distribution and vertical fluxes of particulate organic matter in the Black Sea based on the results of numerical modeling..... 905

AUTOMATION OF RESEARCH OF SEAS AND OCEANS

- Bovsun M. A., Dolgikh G. I., Dolgikh S. G., Ovcharenko V. V., Steepochkin I. E., Chupin V. A., Yatsuk A. V.** Results of monitoring of greenhouse gas concentrations and variations in the Earth’s crust deformations at Cape Schultz in winter period, 2023–2024..... 918
- Alphabetical index, 2024..... 936**



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 504.423

EDN: NODXEW

Исследование связи между парциальным давлением углекислого газа и температурой морской поверхности в циклических сезонных вариациях в черноморском регионе

Д. А. Сергеев^{1, 2, ✉}, Ю. И. Троицкая¹, О. С. Ермакова¹, Н. А. Орехова³

¹ Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики
им. А. В. Гапонова-Грехова Российской академии наук, Нижний Новгород, Россия

² Нижегородский государственный университет им Н. И. Лобачевского, Нижний Новгород,
Россия

³ Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
✉ daniil@ipfran.ru

Поступила в редакцию 14.06.2024; одобрена после рецензирования 09.07.2024;
принята к публикации 12.09.2024.

Аннотация

Цель. Цель работы заключалась в описании параметризации на основе натурных данных, которые учитывают связь изменчивости величины $p\text{CO}_2\text{ sw}$ с состоянием приповерхностного слоя воды в зависимости от температуры поверхности вод с учетом географического расположения и сезонности на примере Черного моря.

Методы и результаты. На основе специальной обработки данных прямых измерений $p\text{CO}_2$ поверхностного слоя вод, которые проводились в экспедиционных исследованиях на НИС «Профессор Водяницкий» (2015–2023) и на стационарном пункте наблюдений Черноморского гидрофизического подспутникового полигона (ЧГПП, пгт Кацивели) (2012–2022), предложены основные сезонные тренды изменения $p\text{CO}_2$, связанные с изменением температуры поверхности моря. Основной подход заключался в описании вариаций распределения $p\text{CO}_2\text{ sw}$ по поверхности с помощью линейных аппроксимаций (трендов) для трех фиксированных сезонов по четыре месяца (январь – апрель, май – август, сентябрь – декабрь) в каждой из ячеек сетки. Показано, что и в прибрежной зоне, и в открытом море проявляется гистерезисная зависимость $p\text{CO}_2$ от температуры воды: соотношение парциального давления и температуры в периоды весеннего прогрева и осеннего остывания отличается. Причина наблюдаемого гистерезиса связана со сдвигом фазы колебаний $p\text{CO}_2\text{ sw}$ и изменением температуры примерно на 1,5–2 месяца.

Выводы. Зависимость $p\text{CO}_2$ от температуры воды в осенне-зимний период оказалась близка к типичным зависимостям, наблюдаемым для океанических условий в средних широтах Северного полушария (в Атлантическом и Тихом океанах). Это может говорить об универсальных механизмах влияния ТПМ на $p\text{CO}_2\text{ sw}$ как для локальных условий Черного моря, так и для открытого океана в этот сезонный период. Кроме того, подобная схожесть зависимостей может указывать на то, что, скорее всего, ТПМ напрямую определяет величину $p\text{CO}_2\text{ sw}$, а биологическая активность не является определяющим фактором. Полученные результаты могут быть использованы для описания и изучения вариаций потоков углекислого газа между атмосферой и водной толщей в Черном море.

Ключевые слова: $p\text{CO}_2$, температура поверхности моря, Черное море

© Сергеев Д. А., Троицкая Ю. И., Ермакова О. С., Орехова Н. А., 2024

Благодарности: работа выполнена при финансировании гранта № 169-15-2023-002 от 01.03.2023 Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, в рамках темы госзадания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2022-0002 «Мониторинг карбонатной системы, содержания и потоков CO₂ в морской среде Черного и Азовского морей». Работы по анализу данных и сопоставлению с данными для открытого океана поддержаны в рамках проекта РНФ №24-17-00299.

Для цитирования: Исследование связи между парциальным давлением углекислого газа и температурой морской поверхности в циклических сезонных вариациях в черноморском регионе / Д. А. Сергеев [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 6. С. 805–820. EDN NODXEW.

Original article

Investigation of the Relationship between Partial Pressure of Carbon Dioxide and Sea Surface Temperature in the Cyclic Seasonal Variations in the Black Sea

D. A. Sergeev^{1, 2, ✉}, Yu. I. Troitskaya¹, O. S. Ermakova¹,
N. A. Orekhova³

¹ Federal Research Center A. V. Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics,
Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, Russia

² Lobachevsky State University of Nizhny Novgorod, Nizhny Novgorod, Russia

³ Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
✉ daniil@ipfran.ru

Abstract

Purpose. The purpose of the study consists in describing the parameterization based on the field data which take into account the relationship between the variability of $p\text{CO}_2$ sw and the state of surface water layer depending on the sea surface temperature and allowing for geographical location and seasonality at the example of the Black Sea.

Methods and Results. The main seasonal trends of changes in $p\text{CO}_2$ related to the variations in sea surface temperature are proposed based on special processing of direct measurement data on $p\text{CO}_2$ of the surface layer obtained in the cruises of R/V “Professor Vodianitsky” in 2015–2023 and at the stationary observation point of the Black Sea hydrophysical subsatellite polygon (BSHSP), Katsiveli, in 2012–2022. The basic approach consists in describing the variations in $p\text{CO}_2$ sw distribution over the sea surface using the linear approximations (trends) for three fixed seasons represented by four months (January – April, May – August and September – December) in each of the grid cells. It is shown that both in the coastal zone and in the open sea, the hysteresis dependences of $p\text{CO}_2$ upon the sea surface temperature are manifested: the ratios of partial pressure and temperature during the periods of spring warming and autumn cooling are different. The reason for the observed hysteresis is related to a shift of the $p\text{CO}_2$ sw fluctuation phase and a temperature change of about 1.5–2 months.

Conclusions. The dependence of $p\text{CO}_2$ upon the sea surface temperature in an autumn-winter period turns out to be close to the dependences typical for the oceanic conditions in mid latitudes of the Northern Hemisphere (the Atlantic and Pacific oceans). This can indicate the universal mechanisms of influence of the sea surface temperature (SST) upon $p\text{CO}_2$ sw both for the local conditions in the Black Sea and for the open ocean during a certain seasonal period. Besides, such a similarity of dependences can mean that, most likely, SST directly conditions a value of $p\text{CO}_2$ sw, whereas biological activity is not a determining factor. The obtained results can be used for describing and studying the variations of the CO₂ sea – air fluxes in the Black Sea.

Keywords: $p\text{CO}_2$, sea surface temperature, Black Sea

Acknowledgements: The study was carried out with funding from grant No. 169-15-2023-002 (dated 01.03.2023) of the Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring, and within

the framework of state assignment of FSBSI FRC MHI FNNN-2022-0002 on theme “Monitoring of the carbonate system, CO₂ content and fluxes in the marine environment of the Black and Azov Seas”. The data were analyzed and compared to the open ocean ones due to support within the framework of RSF project No. 24-17-00299.

For citation: Sergeev, D.A., Troitskaya, Yu.I., Ermakova, O.S. and Orekhova, N.A., 2024. Investigation of the Relationship between Partial Pressure of Carbon Dioxide and Sea Surface Temperature in the Cyclic Seasonal Variations in the Black Sea. *Physical Oceanography*, 31(6), pp. 757-771.

Введение

Разработка методов и подходов к получению оценок глобального потока углекислого газа (CO₂) между атмосферой и гидросферой нашей планеты и, в первую очередь, Мировым океаном, является важнейшей частью комплексных исследований углеродного цикла Земли.

При сопоставлении оценок предполагаемой годовой эмиссии CO₂, связанной только с антропогенной деятельностью, с оценками чистого поглощения CO₂ сушей и гидросферой нашей планеты и наблюдаемым темпом увеличения содержания CO₂ в атмосфере наблюдается дисбаланс [1–3]. Величина этого дисбаланса, по оценкам разных авторов, также разнится и может составлять 10–50% [2, 3]. По данным авторов работы [3], дисбаланс, оцениваемый для каждого года начиная с 1960 г., колеблется от +3 до –2 ПгС/год (1 ПгС = 10¹⁵ г в пересчете на чистый углерод). Подобные значения сопоставимы с примерными средними оценками объемов годового поглощения CO₂ океаном – порядка 2 ПгС/год (за период 1990–2020 гг. по данным 5-го и 6-го докладов межгосударственной комиссии по изменению климата^{1, 2}). Высокая погрешность около ± 0,5 ПгС/год (указан 90%-ный доверительный интервал) демонстрирует сложности с корректностью оценки этой весьма важной составляющей цикла углерода нашей планеты. При этом к 2023 г., согласно результатам исследований [2], рассчитанный для 2013–2022 гг. дисбаланс по CO₂ снизился до –0,4 ПгС/год, что составляет 10% от общего бюджета углерода. Однако для получения оценок глобального потока CO₂ между атмосферой и океаном применяют разные подходы, что и может приводить к таким различиям в величине дисбаланса:

- расчеты с использованием трехмерных (3D) моделей глобальной биогеохимической циркуляции океана, учитывающих взаимодействие с атмосферой (*Global Circulation model – GCM*) [4–9];

- 3D-модели атмосферной инверсии CO₂, базирующиеся на косвенном анализе данных долговременных наблюдений на сетях наземных измерительных датчиков [10–13] и методах дистанционного зондирования [14];

¹ Global Carbon and Other Biogeochemical Cycles and Feedbacks / J. G. Canadell [et al.] // Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds. V. P. Masson-Delmotte [et al.]. New York, NY, USA, Cambridge, United Kingdom : Cambridge University Press, 2023. P. 673–816. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.007>

² Carbon and Other Biogeochemical Cycles / P. Ciais [et al.] // Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds. T. F. Stoker [et al.]. New York, USA ; Cambridge, United Kingdom : Cambridge University Press, 2013. P. 465–570. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.015>

– методы расчета потока CO_2 [15, 16], основанные на данных о пространственно-временной динамике парциального давления CO_2 в приповерхностном слое океана ($p\text{CO}_{2\text{ sw}}$) и в приводном слое атмосферы ($p\text{CO}_{2\text{ air}}$), используемых в модели скорости газообмена k через границу раздела вода – атмосфера. Этот подход учитывает зависимость от гидрометеорологических факторов и коэффициента растворимости α :

$$F = k\alpha\Delta p\text{CO}_2 = k\alpha(p\text{CO}_{2\text{ sw}} - p\text{CO}_{2\text{ air}}). \quad (1)$$

Последний подход потенциально имеет наибольшую точность, однако результаты, полученные с его использованием, сильно зависят от качества натуральных данных и модели скорости газообмена.

Важную роль для корректной оценки потоков CO_2 играет выбор модели скорости газообмена. Скорость газообмена k зависит от физико-химических свойств (растворимости и диффузионной способности D) газа и условий атмосферы и океана. Исследования показали, что скорость газообмена также определяется турбулентностью в пограничных микрослоях воздуха и воды, которая возникает под действием ветрового напряжения [17, 18]. В связи с этим параметр k обычно параметризуется через скорость ветра на высоте 10 м (U_{10}), а также параметры волнения. Поскольку измерение волн в натуральных условиях обычно затруднено, наиболее простые модели не включают параметры волнения и неявно учитывают их связь со скоростью ветра. К таким моделям относятся, например, широко используемая эмпирическая формула для скорости газообмена, предложенная в [19]:

$$k = [2,5 (0,5246 + 1,6256 \cdot 10^{-2} t + 4,9946 \cdot 10^{-4} t^2) + 0,3U_{10}^2](\frac{Sc}{660})^{1/2},$$

где Sc – число Шмидта, равное отношению кинематической вязкости воды к диффузионной способности газа; t – температура воды в $^{\circ}\text{C}$. Этот подход для оценки потоков CO_2 широко используется для Черного моря.

Особое значение для корректной оценки потоков газов имеет однородность распределения $p\text{CO}_2$ в приповерхностном слое океана во времени и пространстве (по всему Мировому океану). Несмотря на существенное увеличение в последнее десятилетие количества проводимых судовых измерений, установку новых измерительных систем на крупных стационарных платформах и централизованное пополнение базы данных атласа распределения парциального давления в верхнем слое Мирового океана *SOCAT*, размещенной на сайте <https://socat.info/>, эти данные пока еще оцениваются как скудные^{1, 2}. Это связано, прежде всего, со значительной пространственно-временной неоднородностью заполнения.

Для заполнения без «пробелов» данных с заданным пространственным и временным разрешением на основе имеющихся результатов измерений применяются различные подходы, включающие как классические 2D транспортные модели в приповерхностном слое [1], так и новые методы, основанные на использовании нейронных сетей и методов машинного обучения [20–28]. Однако вследствие недостаточного количества исходных данных итоговое разрешение, в первую очередь пространственное, остается недостаточным для определения баланса источников и стоков углерода в земной системе.

Развитие спутниковых методов позволяет получить оценки потока CO_2 для всего Мирового океана, однако они являются косвенными и для валидации спутниковых измерений все равно требуются прямые наблюдения, наличие которых ограничено [29, 30]. Так или иначе, для определения потока газа по спутниковым данным необходимо знать концентрации CO_2 как на поверхности океана, так и в приводном слое атмосферы, также нужен коэффициент газопереноса [30]. К сожалению, ни один из этих параметров непосредственно из спутниковых данных не определяется. В этом случае параметризация связи $p\text{CO}_{2\text{ sw}}$ с температурой поверхности моря (ТПМ) может облегчить задачу доступности данных.

Особенно высока неопределенность потоков CO_2 в прибрежной зоне и внутренних морях, являющихся более динамичными в масштабах Мирового океана системами. В таких экосистемах влияние динамики вод, температурных вариаций и интенсивности продукционно-деструкционных процессов на баланс углерода проявляется гораздо значительнее и быстрее, чем в открытом океане [31, 32].

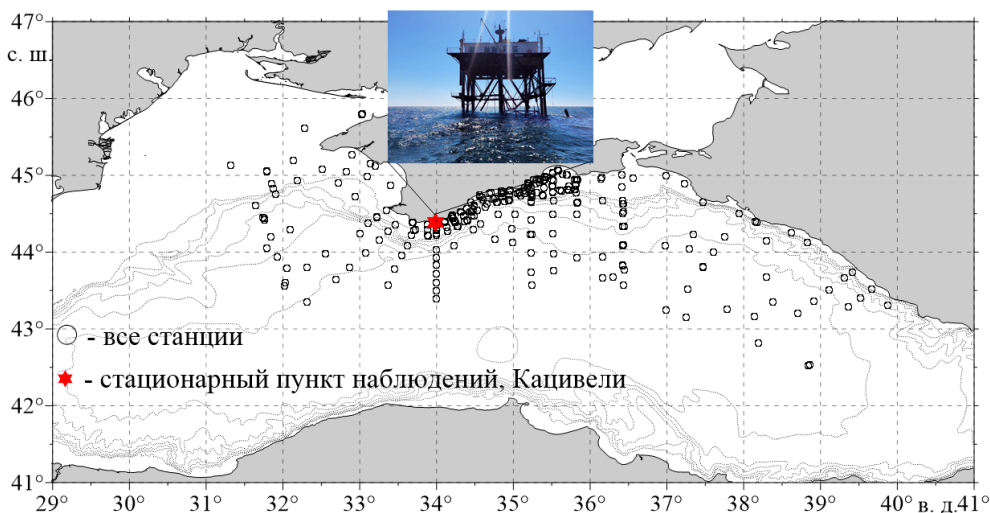
Наиболее перспективными для корректной балансовой оценки являются подходы, направленные на построение моделей, в основе которых используются натурные данные, учитывающие связь изменчивости величины $p\text{CO}_{2\text{ sw}}$ с состоянием приповерхностного слоя воды в широком диапазоне изменения условий, в том числе ТПМ с учетом географического расположения, сезонности и т. д. Впервые такая модель была использована в работе [33], где на основе базы данных среднемесячных значений распределения $p\text{CO}_{2\text{ sw}}$ на равномерной сетке, покрывающей всю поверхность Мирового океана (свободную от льда) [15], были предложены алгоритмы построения эмпирических зависимостей $p\text{CO}_{2\text{ sw}}$ от T_{sw} – температуры поверхности океана. Основной подход указанной работы заключался в описании вариаций распределения $p\text{CO}_{2\text{ sw}}$ по поверхности с помощью линейных аппроксимаций (трендов) для трех фиксированных сезонов по четыре месяца (январь – апрель, май – август, сентябрь – декабрь) в каждой из ячеек сетки.

В работе [34] этот метод был существенно модифицирован: авторы отказались от фиксированного количества сезонов (оно может изменяться в диапазоне 1–4) и использовали минимальную длительность сезонов сроком три месяца, для которых снова подбираются линейные аппроксимации зависимости $p\text{CO}_{2\text{ sw}}$ от T_{sw} . При этом количество используемых линейных аппроксимаций и длительность сезонов выбирались исходя из критерия получения максимального коэффициента корреляции при аппроксимации данных ($p\text{CO}_{2\text{ sw}}$ и T_{sw}). Модифицированный таким образом метод применялся для обработки обновленной базы данных, содержащей сведения о $p\text{CO}_{2\text{ sw}}$ [16]. Как показали результаты [34], этот сравнительно простой подход позволил описать до 70% вариаций потока CO_2 между атмосферой и океаном, полученных по результатам GCM-моделирования [7] и данным долговременных измерений на нескольких морских платформах.

Цель настоящей работы – использование аналогичного подхода для описания сезонных вариаций $p\text{CO}_2\text{ sw}$ в Черном море и параметризация на основе натурных данных, которые учитывают связь изменчивости величины $p\text{CO}_2\text{ sw}$ с состоянием приповерхностного слоя воды в зависимости от температуры поверхности вод с учетом географического расположения и сезонности.

Материалы и методы исследований

В работе использовались данные натурных измерений двух разных типов. Во-первых, данные судовых измерений $p\text{CO}_2$ поверхностного слоя вод, выполненных на НИС «Профессор Водяницкий» (рейсы № 81, 87, 89, 91, 94, 95, 98, 101, 102, 108, 114, 117, 119, 125, 126) в период с ноября 2015 г. по март 2023 г. и охватывающих все гидрологические сезоны, за исключением зимнего периода (январь, февраль). Во-вторых, данные измерений, полученные с мая 2012 г. по октябрь 2022 г. на стационарном пункте наблюдений за потоком углекислого газа, расположенном на океанографической платформе Черноморского гидрофизического подспутникового полигона (ЧГПП, пгт Кацивели). С учетом принципиально разных условий проведения измерений (их частоты в пространственно-временном масштабе, а также удаленности от берега) судовые данные и данные, полученные на платформе, обрабатывались отдельно. Район исследования и схема точек отбора проб показаны на рис. 1.



Р и с. 1. Район работ и точки отбора проб для определения $p\text{CO}_2\text{ sw}$ и сопутствующих гидрометеорологических условий, полученные на НИС «Профессор Водяницкий» и стационарном пункте наблюдений ЧГПП

F i g. 1. Study area and sampling points for determining $p\text{CO}_2\text{ sw}$ and the associated hydrometeorological conditions obtained at the R/V “Professor Vodyanitsky” and BSHSP stationary observation point

Гидрологические характеристики (температура и соленость поверхностного слоя вод) на НИС «Профессор Водяницкий» определялись с помощью зондирующих комплексов *Sea-Bird 911 plus CTD* или *IDRONAUT OCEAN*

SEVEN 320PlusM, а на станциях с глубиной менее 50 м использовался гидрологический CTD-зонд ГАП-АК-16. Те же самые характеристики на стационарном пункте наблюдений ЧГПП получены с помощью гидрологического зонда *CTD48M (Sea & Sun Technology)*. Во всех случаях пробы поверхностного слоя вод (1,5–3,0 м) отбирали с помощью погружного насоса.

Объемную концентрацию и $p\text{CO}_2$ определяли с помощью инфракрасного анализатора *LI-7000*. Диапазон измеряемых концентраций CO_2 составляет 0–3000 мкмоль/моль с погрешностью 1% от измеряемого значения [35]. Ежедневно выполнялась калибровка прибора по двум точкам – чистому аргону ($\text{CO}_2 = 0$ мкмоль/моль) и аттестованной поверочной смеси с объемной долей CO_2 , равной 440 мкмоль/моль. В качестве газа-носителя использовался аргон высшего сорта. Пересчет концентрации CO_2 (мкмоль/моль) в парциальное давление углекислого газа (мкатм) проводится по следующей формуле:

$$p\text{CO}_2 = x(\text{CO}_2) p_{\text{атм}}, \quad (2)$$

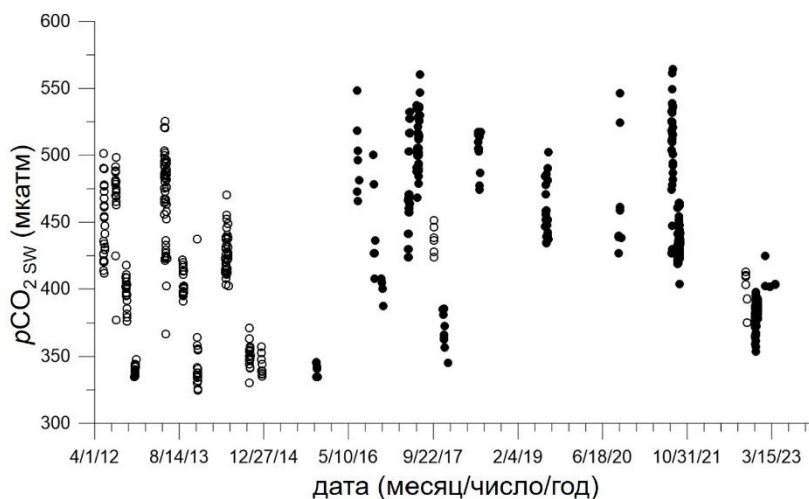
где $x(\text{CO}_2)$ – концентрация углекислого газа; $p_{\text{атм}}$ – атмосферное давление. Полное описание расчета приведено в ³.

Параллельно с $p\text{CO}_{2\text{sw}}$ в приводном слое атмосферы с помощью регистрирующей аппаратуры комплекса сбора гидрометеорологических данных [36] измерялись сопутствующие метеорологические параметры – скорость ветра, атмосферное давление, температура воздуха. Данные прошли контроль качества с отбраковкой ненадежных фрагментов и приведены к стандартной высоте наблюдения (10 м). Согласно рекомендациям Всемирной метеорологической организации, измеренные параметры осреднялись за 10 мин и дальнейший анализ проводился уже для осредненных величин [36].

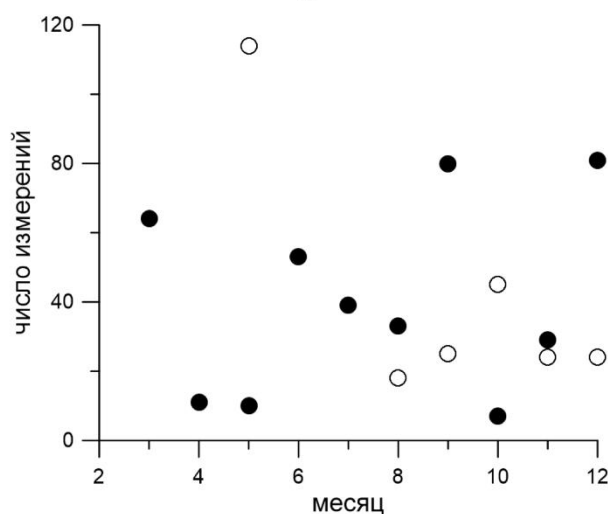
Получены данные о 395 измерениях с судна и 250 – со стационарного пункта наблюдений ЧГПП. На рис. 2 показаны все результаты измерения $p\text{CO}_{2\text{sw}}$. На этих зависимостях хорошо видно, что данные распределены очень неоднородно как по годам, так и по сезонам.

Отсутствуют данные за январь и февраль, что связано со сложностями проведения экспедиционных исследований. Кроме того, ограничено число данных в весенний период. Наибольшее количество данных получено летом и в начале осени, что связано с благоприятными условиями для проведения экспедиционных работ. Учитывая такую сильную неоднородность по времени в связи с малым количеством данных, было принято решение не проводить разделение по пространству для судовых измерений и объединить данные, полученные в разных точках акватории Черного моря. Кроме того, как показано в работе [37], данные $p\text{CO}_2$ поверхностного слоя вод, шельфового и глубоководного районов Черного моря статистически не отличаются.

³ *Dickson A.G., Goyet C. Handbook of methods for the analysis of the various parameters of the carbon dioxide system in sea water. Version 2. Oak Ridge, TN : Oak Ridge National Laboratory (ORNL), 1994. 198 p. <https://doi.org/10.2172/10107773>*



a



b

Р и с. 2. Результаты измерений $p\text{CO}_{2\text{sw}}$: за весь период наблюдений (*a*) и количество измерений по месяцам (*b*). Темные кружочки – судовые измерения, светлые – измерения, выполненные на стационарном пункте наблюдений ЧГПП

F i g. 2. Results of $p\text{CO}_{2\text{sw}}$ measurements: for the whole observation period (*a*) and a number of measurements by months (*b*). Dark circles denote the ship measurements, light ones – the measurements taken at the BSHSP stationary observation point

Результаты и обсуждение

По причине недостаточного количества данных выявить корреляции между сезонными изменениями $p\text{CO}_{2\text{sw}}$ и T_{sw} по результатам исследований в какой-либо отдельный год за указанные выше периоды не представляется возможным. В связи с этим, по аналогии с работой [16], все данные пересчитываются на один из выбранных (центральных) годов. При обработке данных

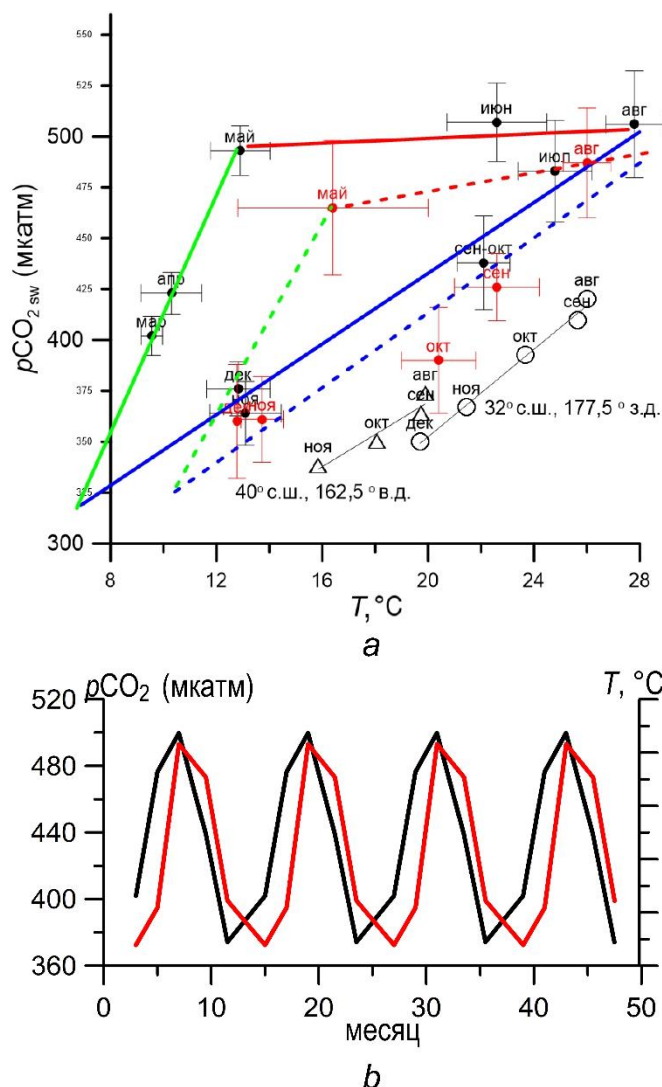
для обоих типов измерений в качестве центрального был взят 2019 г. Данные за этот год использовались без корректировки, а данные, полученные в другие годы, корректировались с учетом межгодового тренда концентрации CO_2 в атмосфере. Корректная оценка межгодового тренда $p\text{CO}_{2\text{sw}}$ является важным моментом. Малое количество данных и их неравномерное распределение по сезонам не позволяет получить корректную оценку. В работе [16], где были проанализированы данные почти за 50 лет наблюдений, отмечено, что при осреднении данных по площади всего океана в пределах доверительных интервалов ($\sim 30\%$) глобальные тренды увеличения $p\text{CO}_2$ в океане и атмосфере совпадают. На основе этого в работе [34] выдвигалось предположение, что наблюдаемые изменения $p\text{CO}_2$ могут быть описаны как суперпозиция глобального атмосферного тренда и вариаций, связанных с изменением температуры воды T_{sw} . С учетом этого был использован тренд 2,4 мкاتم/год для $p\text{CO}_2$ в атмосфере по данным измерений за десятилетие 2012–2022 гг. в обсерватории *Mauna Loa* (Гавайи). Эта оценка также близка к оценке, определенной по данным реанализа *NCEP* за 2015–2022 гг. для Черного моря.

После приведения таким образом всех данных к 2019 г. рассчитывались средние значения и стандартное отклонение для измеряемых параметров – $p\text{CO}_2$ и температуры поверхностного слоя вод для каждого месяца.

Предварительный анализ позволил выделить три характерных сезонных тренда зависимости $p\text{CO}_{2\text{sw}}$ от температуры, которые образуют цикл сезонного изменения парциального давления (рис. 3, а).

На рис. 3, а используются следующие обозначения: черные кружочки – по данным измерений с судна, красные – со стационарного пункта наблюдений ЧГПП; линии – результаты линейной аппроксимации по выделенным сезонным периодам: зеленая – для конца зимы – конца весны, красная – для конца весны – конца лета, синяя – для конца лета – осени – начала зимы; сплошные линии – для данных судовых измерений, штриховые – для данных с платформы; светлые кружочки – данные для Атлантического океана, треугольники – для Тихого (данные для океанов взяты из работы [34]) с соответствующими линейными аппроксимациями.

Первый тренд – резкий рост $p\text{CO}_{2\text{sw}}$ с ростом температуры в середине/конце весны (конец марта – апрель – середина мая). К сожалению, данных, полученных в это время года, мало, однако восходящий тренд очевиден. Далее в летний период (июнь – август) происходит очень медленный рост $p\text{CO}_{2\text{sw}}$ при значимом росте температуры. И, наконец, с сентября по декабрь наблюдается плавное (по сравнению с весной) уменьшение концентрации CO_2 при снижении температуры. Таким образом, зависимость $p\text{CO}_{2\text{sw}}$ от температуры воды носит гистерезисный характер: одному и тому же значению температуры воды соответствуют различные значения $p\text{CO}_{2\text{sw}}$ в весенний и осенний периоды. Если построить зависимости $p\text{CO}_2$ и T_{sw} от времени и продолжить полученную периодическую зависимость с периодом 12 мес (рис. 3, б), то становится понятна причина наблюдаемого гистерезиса. Она связана со сдвигом фазы колебаний $p\text{CO}_{2\text{sw}}$ и изменением температуры примерно на 1,5 – 2 месяца.



Р и с. 3. Зависимости среднемесячного $p\text{CO}_{2\text{sw}}$ от ТПМ (все данные сведены к 2019 г.) (a) и периодически продолженные зависимости $p\text{CO}_{2\text{sw}}$ (черная линия) и ТПМ (красная линия) от времени (b)
F i g. 3. Dependences of the monthly average $p\text{CO}_{2\text{sw}}$ on SST (all the data are reduced to 2019) (a), and periodically continued dependences of $p\text{CO}_{2\text{sw}}$ (black line) and SST (red line) upon time (b)

Кроме того, стоит отметить крайне неоднородное распределение данных по сезонам. Так, например, в апреле получено мало данных и они соответствуют либо началу, либо концу месяца, т. е., скорее, относятся к марту или маю соответственно. Аналогичная ситуация с данными за октябрь, которые можно объединить с полученными в сентябре. Для августа средняя ТПМ при измерениях оказалась почти на два градуса выше средней ТМП за 2019 г. Причина этого также заключается в небольшом количестве измерений, которые выполнялись в начале месяца и только в дневное время.

По результатам обработки для всех трех сезонных участков были определены линейные аппроксимации. Следует отметить, что для весеннего (зеленая прямая) и зимнего (синяя) периодов они пересекаются в точке, температура для которой соответствует $7,6^{\circ}\text{C}$, что всего на $0,2^{\circ}\text{C}$ меньше, чем средняя ТПМ для февраля 2019 г. Это свидетельствует в пользу корректности построенных аппроксимаций. То есть точки углов на рис. 3 соответствуют «треугольному» циклу сезонных изменений, и их можно отнести к февралю, концу мая – началу июня и августу.

Аналогичная обработка была выполнена и для данных, полученных со стационарного пункта наблюдений ЧГПП. Здесь следует отметить небольшое количество данных в летний (только в августе) и весенний (только в мае) периоды. При этом имелось значительное количество данных в осенний период и в начале зимнего. Для сравнения с данными судовых измерений данные с пункта наблюдений ЧГПП были скорректированы по 2019 г. с тем же коэффициентом изменения $p\text{CO}_2$ в атмосфере и осреднены для каждого месяца. Наибольшее отличие по месяцам между измерениями в экспедициях на НИС «Профессор Водяницкий» и на стационарном пункте наблюдений в пгт Кацивели наблюдалось в данных за май, при этом следует отметить и очень большой разброс данных.

Основываясь на вышеизложенном, можно предположить, что наиболее значимые изменения характера зависимости происходят в течение мая – июня. Так как данные за январь – апрель для стационарного пункта наблюдений отсутствуют, то аппроксимация весеннего периода (зеленая штриховая прямая) была взята как прямая линия, соединяющая точку, соответствующую маю, и точку на синей штриховой прямой, где температура воды примерно соответствует средней температуре за февраль 2019 г. для района расположения стационарного пункта наблюдений ($7,6^{\circ}\text{C}$). Сопоставление продемонстрировало, что, несмотря на недостаток данных в весенне-летний период и сильный разброс в мае, общий характер циклической сезонной зависимости $p\text{CO}_{2\text{sw}}$ от ТПМ сохранился (рис. 3, а).

С учетом полученных данных «треугольник» сезонных изменений для данных со стационарного пункта наблюдений несколько сместился вниз и в бок (практически параллельный перенос), что связано помимо прочего с более высокой средней температурой воды в прибрежной зоне.

Выявленное сходство поведения зависимости $p\text{CO}_{2\text{sw}}$ от температуры для измерений со стационарного пункта наблюдений и многочисленных судовых измерений, выполненных более чем за 10 последних лет, свидетельствует об универсальном характере зависимости для всего Черного моря.

Также построенные зависимости среднемесячного $p\text{CO}_{2\text{sw}}$ от температуры поверхностного слоя вод были сопоставлены с аналогичными зависимостями, полученными ранее для открытого океана по данным из работы [34]. Сопоставление продемонстрировало, что если для периода конца зимы – весны – середины лета не удалось найти сходства, то для периода конца лета – осени – начала зимы в субтропических и умеренных зонах Атлантического и Тихого океанов Северного полушария тренды изменения весьма близки друг к другу (рис. 3, а). Так, в Черном море тренд составил $\sim 8,8$ мкاتم/градус, в Атлантическом океане $10,1$ мкاتم/градус, в Тихом океане $7,9$ мкاتم/градус. Это может говорить об универсальных механизмах влияния ТПМ на $p\text{CO}_{2\text{sw}}$ как для локальных условий Черного моря, так и для открытого океана в этот сезонный период.

**Тренды зависимости $p\text{CO}_2\text{ sw}$ от температуры, определенные по
среднемесячным данным, приведенным к 2019 г.**

**Trends in the dependence of $p\text{CO}_2\text{ sw}$ on temperature determined
based on monthly average data regarding to 2019**

Месяц / Month	По данным экспедиционных исследований НИС «Профессор Водяницкий» / Based on expedition data obtained at "Professor Vodyanitsky"	По данным, полученным на стационарном пункте наблюдений ЧГПП / Based on data obtained at BSHSP stationary point
	$p\text{CO}_2\text{ sw} = 8,85 \cdot T + 253,30$	$p\text{CO}_2\text{ sw} = 8,75 \cdot T + 237,76$
Январь / January	(данных за январь нет, это предположение) / (no data for January, it is an assumption)	(данных за январь нет, это предположение) / (no data for January, it is an assumption)
	$p\text{CO}_2\text{ sw} = 8,85 \cdot T + 253,30$	
Февраль / February	(данных за февраль нет, это предположение) / (no data for February, it is an assumption)	?? (зависимость не определена) / (dependence is not defined)
Март / March	$p\text{CO}_2\text{ sw} = 27,16 \cdot T + 142,73$	?? (зависимость не определена) / (dependence is not defined)
Апрель / April	$p\text{CO}_2\text{ sw} = 27,16 \cdot T + 142,73$	?? (зависимость не определена) / (dependence is not defined)
Май / May	$p\text{CO}_2\text{ sw} = 27,16 \cdot T + 142,73$ $p\text{CO}_2\text{ sw} = 0,44 \cdot T + 487,47$	?? (зависимость не определена) / (dependence is not defined) $p\text{CO}_2\text{ sw} = 2,29 \cdot T + 427,42$
Июнь / June	$p\text{CO}_2\text{ sw} = 0,44 \cdot T + 487,47$	$p\text{CO}_2\text{ sw} = 2,29 \cdot T + 427,42$
Июль / July	$p\text{CO}_2\text{ sw} = 0,44 \cdot T + 487,47$	$p\text{CO}_2\text{ sw} = 2,29 \cdot T + 427,42$
Август / August	$p\text{CO}_2\text{ sw} = 0,44 \cdot T + 487,47$ $p\text{CO}_2\text{ sw} = 8,85 \cdot T + 253,30$	$p\text{CO}_2\text{ sw} = 2,29 \cdot T + 427,42$ $p\text{CO}_2\text{ sw} = 8,75 \cdot T + 237,76$
Сентябрь / September	$p\text{CO}_2\text{ sw} = 8,85 \cdot T + 253,30$	$p\text{CO}_2\text{ sw} = 8,75 \cdot T + 237,76$
Октябрь / October	$p\text{CO}_2\text{ sw} = 8,85 \cdot T + 253,30$	$p\text{CO}_2\text{ sw} = 8,75 \cdot T + 237,76$
Ноябрь / November	$p\text{CO}_2\text{ sw} = 8,85 \cdot T + 253,30$	$p\text{CO}_2\text{ sw} = 8,75 \cdot T + 237,76$
Декабрь / December	$p\text{CO}_2\text{ sw} = 8,85 \cdot T + 253,30$	$p\text{CO}_2\text{ sw} = 8,75 \cdot T + 237,76$

Примечание. Обозначенный цвет соответствует линиям на рис. 3, а. Ячейки таблицы, соответствующие маю и августу, выделены серым, так как в них сходятся две аппроксимации.

Note: The color corresponds to the lines in Fig. 3, a. The table cells corresponding to May and August are highlighted in gray since two approximations converge in them.

Формулы всех линейных аппроксимаций, полученных при обработке данных, представлены в таблице. В основе лежит формула линейной аппроксимации зависимости парциального давления от температуры воды с учетом глобального тренда концентрации CO_2 в атмосфере. С использованием полученных зависимостей можно оценить среднемесячную разность $p\text{CO}_2$ на границе раздела поверхностный слой вод – атмосфера для произвольного месяца произвольного года следующим образом:

$$\Delta p\text{CO}_{2\text{ y,m}} = \left[p\text{CO}_{2\text{ sw},2019\text{ m}} + \left(\frac{\partial p\text{CO}_{2\text{ sw}}}{\partial T^\circ} \right)_{2019\text{ m}} \cdot \Delta T^\circ_{\text{y,m}-2019} \right] - p\text{CO}_{2\text{ air},2019\text{ m}}, \quad (3)$$

при этом данные по $p\text{CO}_2$ для атмосферы могут быть взяты на основе реанализа (по аналогии с [38]) либо получены непосредственно прямым измерением.

Для вычисления среднего за месяц потока CO_2 через морскую поверхность, найденного таким образом, градиент $p\text{CO}_2$ между поверхностным слоем вод и приводным слоем атмосферы нужно умножить на скорость газообмена и растворимость согласно уравнению (1).

Заключение

В работе на основе специальной обработки данных прямых измерений $p\text{CO}_{2\text{ sw}}$, проведенных в экспедиционных условиях на НИС «Профессор Водяницкий» (2015–2023) и на стационарном пункте наблюдений ЧГПП (2012–2022), предложены зависимости, связывающие сезонные вариации $p\text{CO}_{2\text{ sw}}$ с сезонными изменениями ТПМ. В результате получен цикл с быстрым ростом $p\text{CO}_{2\text{ sw}}$ весной, незначительным ростом летом и плавным уменьшением осенью – зимой. Зависимость $p\text{CO}_{2\text{ sw}}$ от температуры воды носит гистерезисный характер: одному и тому же значению температуры воды соответствуют различные значения $p\text{CO}_{2\text{ sw}}$ в весенний и осенний периоды. Эта зависимость связана со сдвигом фазы колебаний $p\text{CO}_{2\text{ sw}}$ и изменением температуры примерно на 1,5–2 месяца.

Подобный тип этого цикла был независимо продемонстрирован по результатам обработки измерений, выполненных как с судна, так и с платформы. Интересно, что тренд спада в осенне-зимний и зимний периоды оказался близким по значению тренду, который наблюдался в условиях открытого океана умеренных и субтропических широт Северного полушария. В этом случае, скорее всего, ТПМ напрямую определяет величину $p\text{CO}_{2\text{ sw}}$, а биологическая активность не является определяющим фактором.

В свою очередь резкий рост $p\text{CO}_{2\text{ sw}}$ весной требует дальнейшего исследования для интерпретации, что обусловлено, прежде всего, ограниченным количеством натурных данных. Однако также можно утверждать, что по крайней мере биологические процессы, связанные с фотосинтезом, в данном случае не играют определяющей роли, иначе мы имели бы не положительный, а отрицательный тренд. Отрицательных трендов, когда наблюдается уменьшение $p\text{CO}_{2\text{ sw}}$ с ростом температуры или наоборот, выявить пока не удалось (по крайней мере на имеющемся массиве данных). В дальнейшем необходимо продолжить исследования с привлечением сопутствующих данных о происходящих биогеохимических процессах.

Полученный результат позволяет оценивать межгодовые вариации глобального потока CO_2 , связанные с соответствующими изменениями температуры. При этом следует еще раз подчеркнуть, что результат удалось получить, основываясь на предположении, что межгодовой тренд изменения $p\text{CO}_{2\text{ sw}}$ эквивалентен тренду в атмосфере нашей планеты. Это предположение также требует дальнейшего исследования (в первую очередь необходимо больше данных) с учетом того, что региональные отличия в межгодовых трендах $p\text{CO}_{2\text{ sw}}$ все-таки могут наблюдаться, особенно в прибрежной зоне.

Измерения $p\text{CO}_2^{\text{sw}}$ проведены в Центре коллективного пользования НИС «Профессор Водяницкий» Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Институт биологии южных морей имени А. О. Ковалевского РАН».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Sarmiento J. L., Gruber N.* Sinks for Anthropogenic Carbon // *Physics Today*. 2002. Vol. 55, iss. 8. P. 30–36. <https://doi.org/10.1063/1.1510279>
2. Global Carbon Budget 2023 / P. Friedlingstein [et al.] // *Earth System Science Data*. 2023. Vol. 15, iss. 12. P. 5301–5369. <https://doi.org/10.5194/essd-15-5301-2023>
3. Trends in the sources and sinks of carbon dioxide / C. Le Quéré [et al.] // *Nature Geoscience*. 2009. Vol. 2, iss. 12. P. 831–836. <https://doi.org/10.1038/ngeo689>
4. Two decades of ocean CO_2 sink and variability / C. Le Quéré [et al.] // *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*. 2003. Vol. 55B, iss. 2. P. 649–656. <https://doi.org/10.3402/tellusb.v55i2.16719>
5. *Obata A., Kitamura Y.* Interannual variability of the sea-air exchange of CO_2 from 1961 to 1998 simulated with a global ocean circulation-biogeochemistry model // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2003. Vol. 108, iss. C11. 3337. <https://doi.org/10.1029/2001JC001088>
6. Pacific dominance to global air-sea CO_2 flux variability: A novel atmospheric inversion agrees with ocean models / G. A. McKinley [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 2004. Vol. 31, iss. 22. L22308. <https://doi.org/10.1029/2004GL021069>
7. Mechanisms governing interannual variability in upper-ocean inorganic carbon system and air-sea CO_2 fluxes: Physical climate and atmospheric dust / S. C. Doney [et al.] // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2009. Vol. 56, iss. 8–10. P. 640–655. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.12.006>
8. The carbon cycle in the Australian Community Climate and Earth System Simulator (ACCESS-ESM1) – Part 1: Model description and pre-industrial simulation / R. M. Law [et al.] // *Geoscientific Model Development*. 2017. Vol. 10, iss. 7. P. 2567–2590. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-2567-2017>
9. Iron fertilisation and century-scale effects of open ocean dissolution of olivine in a simulated CO_2 removal experiment / J. Hauck [et al.] // *Environmental Research Letters*. 2016. Vol. 11, iss. 2. 024007. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/2/024007>
10. Regional changes in carbon dioxide fluxes of land and oceans since 1980 / P. Bousquet [et al.] // *Science*. 2000. Vol. 290, iss. 5495. P. 1342–1346. <https://doi.org/10.1126/science.290.5495.1342>
11. CO_2 flux history 1982–2001 inferred from atmospheric data using a global inversion of atmospheric transport / C. Rödenbeck [et al.] // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2003. Vol. 3, iss. 6. P. 1919–1964. <https://doi.org/10.5194/acp-3-1919-2003>
12. *Saeki T., Patra P. K.* Implications of overestimated anthropogenic CO_2 emissions on East Asian and global land CO_2 flux inversion // *Geoscience Letters*. 2017. Vol. 4. 9. <https://doi.org/10.1186/s40562-017-0074-7>
13. The Carbon Tracker Data Assimilation Shell (CTDAS) v1.0: implementation and global carbon balance 2001–2015 / I. T. van der Laan-Luijkx [et al.] // *Geoscientific Model Development*. 2017. Vol. 10, iss. 7. P. 2785–2800. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-2785-2017>
14. Inferring CO_2 sources and sinks from satellite observations: Method and application to TOVS data / F. Chevallier [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2005. Vol. 110, iss. D24. D24309. <https://doi.org/10.1029/2005jd006390>
15. Global air-sea flux of CO_2 : An estimate based on measurements of sea-air $p\text{CO}_2$ difference / T. Takahashi [et al.] // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA*. 1997. Vol. 94, iss. 16. P. 8292–8299. <https://doi.org/10.1073/pnas.94.16.8292>
16. Climatological mean and decadal change in surface ocean $p\text{CO}_2$, and net sea-air CO_2 flux over the global oceans / T. Takahashi [et al.] // *Deep Sea Research Part II: Topical Study in Oceanography*. 2009. Vol. 56, iss. 8–10. P. 554–577. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.12.009>

17. On the parameters influencing air-water gas exchange / B. Jähne [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1987. Vol. 92, iss. C2. P. 1937–1949. <https://doi.org/10.1029/JC092iC02p01937>
18. Komori S., Nagaosa R., Murakami Y. Turbulence structure and mass transfer across a sheared air-water interface in wind-driven turbulence // Journal of Fluid Mechanics. 1993. Vol. 249. P. 161–183. <https://doi.org/10.1017/S0022112093001120>
19. Wanninkhof R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1992. Vol. 97, iss. C5. P. 7373–7382. <https://doi.org/10.1029/92JC00188>
20. A Global Surface Ocean $f\text{CO}_2$ Climatology Based on a Feed-Forward Neural Network / J. Zeng [et al.] // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2014. Vol. 31, iss. 8. P. 1838–1849. <https://doi.org/10.1175/jtech-d-13-00137.1>
21. Data-based estimates of the ocean carbon sink variability – first results of the Surface Ocean $p\text{CO}_2$ Mapping intercomparison (SOCOM) / C. Rödenbeck [et al.] // Biogeosciences. 2015. Vol. 12, iss. 23. P. 7251–7278. <https://doi.org/10.5194/bg-12-7251-2015>
22. A multi-decade record of high-quality $f\text{CO}_2$ data in version 3 of the Surface Ocean CO_2 Atlas (SOCAT) / D. C. E. Bakker [et al.] // Earth System Science Data. 2016. Vol. 8, iss. 2. P. 383–413. <https://doi.org/10.5194/essd-8-383-2016>
23. Landschützer P., Gruber N., Bakker D. C. E. Decadal variations and trends of the global ocean carbon sink // Global Biogeochemical Cycles. 2016. Vol. 30, iss. 10. P. 1396–1417. <https://doi.org/10.1002/2015gb005359>
24. Natural Variability and Anthropogenic Trends in the Ocean Carbon Sink / G. A. McKinley [et al.] // Annual Review of Marine Science. 2017. Vol. 9, iss. 1. P. 125–150. <https://doi.org/10.1146/annurevmarine-010816-060529>
25. A comparative assessment of the uncertainties of global surface ocean CO_2 estimates using a machine-learning ensemble (CSIR-ML6 version 2019a) – have we hit the wall? / L. Gregor [et al.] // Geoscientific Model Development. 2019. Vol. 12, iss. 12. P. 5113–5136. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-5113-2019>
26. The oceanic sink for anthropogenic CO_2 from 1994 to 2007 / N. Gruber [et al.] // Science. 2019. Vol. 363, iss. 6432. P. 1193–1199. <https://doi.org/10.1126/science.aau5153>
27. LSCE-FFNN-v1: a two-step neural network model for the reconstruction of surface ocean $p\text{CO}_2$ over the global ocean / A. Denvil-Sommer [et al.] // Geoscientific Model Development. 2019. Vol. 12, iss. 5. P. 2091–2105. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-2091-2019>
28. Global trends of ocean CO_2 sink and ocean acidification: an observation-based reconstruction of surface ocean inorganic carbon variables / Y. Iida [et al.] // Journal of Oceanography. 2021. Vol. 77, iss. 1. P. 323–358. <https://doi.org/10.1007/s10872-020-00571-5>
29. Гулев С. К. Глобальные изменения климата и Мировой океан // Проблемы прогнозирования. 2023. № 6. С. 25–36. EDN NCESMX. <https://doi.org/10.47711/0868-6351-201-25-36>
30. Распределение и потоки углекислого газа на шельфе Чукотского моря / И. И. Пипко [и др.] // Исследование Земли из космоса. 2015. № 3. С. 43–59. EDN TXUNYZ. <https://doi.org/10.7868/S0205961415030094>
31. Bates N. R. Seawater Carbonate Chemistry Distributions Across the Eastern South Pacific Ocean Sampled as Part of the GEOTRACES Project and Changes in Marine Carbonate Chemistry Over the Past 20 Years // Frontiers in Marine Science. 2018. Vol. 5. 398. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00398>
32. The changing carbon cycle of the coastal ocean / J. E. Bauer [et al.] // Nature. 2013. Vol. 504, iss. 7478. P. 61–70. <https://doi.org/10.1038/nature12857>
33. Low interannual variability in recent oceanic uptake of atmospheric carbon dioxide / K. Lee [et al.] // Nature. 1998. Vol. 396, iss. 6707. P. 155–159. <https://doi.org/10.1038/24139>
34. Variability of global net sea-air CO_2 fluxes over the last three decades using empirical relationships / G.-H. Park [et al.] // Tellus B: Chemical and Physical Meteorology. 2010. Vol. 62, iss. 5. P. 352–368. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2010.00498.x>

35. *Хоружий Д. С.* Использование приборного комплекса *AS-C3* для определения парциального давления углекислого газа и концентрации неорганического углерода в морской воде // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2010. № 23. С. 260–272. EDN WLBMPX.
36. *Garmashov A.* Hydrometeorological Monitoring on the Stationary Oceanographic Platform in the Black Sea // Proceedings of the 20th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2020 (Water Resources, Forest, Marine and Ocean Ecosystems) (Albena, Bulgaria, August 18–24, 2020). Sofia, Bulgaria : SGEM World Science, 2020. Vol. 3.1. P. 171–176. <https://doi.org/10.5593/sgem2020/3.1/s12.023>
37. *Konovalov S. K., Orekhova N. A.* New View of the CO₂ Content in Surface Waters of the Black Sea Based on Direct Measurements // Doklady Earth Sciences. 2024. Vol. 518. P. 1737–1742. <https://doi.org/10.1134/S1028334X24602943>
38. Tracking the Variable North Atlantic Sink for Atmospheric CO₂ / A. J. Watson [et al.] // Science. 2009. Vol. 326, iss. 5958. P. 1391–1393. <https://doi.org/10.1126/science.1177394>

Об авторах:

Сергеев Даниил Александрович, зав. лабораторией экспериментальных методов в геофизической и технической гидродинамике, ФГБНУ ФИЦ ИПФ имени А. В. Гапонова-Грехова РАН (603950, Россия, г. Нижний Новгород, ул. Ульянова, д. 46), кандидат. физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0003-4910-3935**, **ResearcherID: L-4569-2016**, **Scopus Author ID: 6603887343**, **SPIN-код: 7786-0850**, daniil@ipfran.ru

Троицкая Юлия Игоревна, зав. отделом нелинейных геофизических процессов, ФГБНУ ФИЦ ИПФ имени А. В. Гапонова-Грехова РАН (603950, Россия, г. Нижний Новгород, ул. Ульянова, д. 46), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-3818-9211**, **ResearcherID: F-1352-2015**, **Scopus Author ID: 35610090100**, **SPIN-код: 8005-7722**, yuliya@ipfran.ru

Ермакова Ольга Станиславовна, старший научный сотрудник, лаборатория нелинейной физики природных процессов, ФГБНУ ФИЦ ИПФ имени А. В. Гапонова-Грехова РАН (603950, Россия, г. Нижний Новгород, ул. Ульянова, д. 46), кандидат. физико-математических наук, **SPIN-код: 9182-5505**, **ORCID ID: 0000-0003-0687-4000**, **ResearcherID: D-3643-2015**, **Scopus Author ID: 16051997000**, o.s.ermakova@mail.ru

Орехова Наталья Александровна, зав. лабораторией мониторинга и исследования парниковых газов и кислорода в морской среде, отдел биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат географических наук, **SPIN-код: 9050-4772**, **ORCID ID: 0000-0002-1387-970X**, **ResearcherID: I-1755-2017**, **Scopus Author ID: 35784884700**, natalia.orekhova@mhi-ras.ru

Пространственно-временная динамика рН и общей щелочности вод Азовского моря в 1950–2020 годах

В. В. Сорокина ✉, В. В. Кулыгин

*Федеральный исследовательский центр Южный научный центр Российской академии наук,
Ростов-на-Дону, Россия
✉ v.sorok@mail.ru*

Поступила в редакцию 28.06.2024; одобрена после рецензирования 11.07.2024;
принята к публикации 12.09.2024.

Аннотация

Цель. Проанализирована пространственно-временная динамика рН и общей щелочности вод Азовского моря в 1950–2020 гг.

Методы и результаты. В результате статистического анализа данных из океанографической базы данных Азовского моря Южного научного центра РАН за 1950–2020 гг. определены средние многолетние значения рассматриваемых параметров в Таганрогском заливе, открытой части Азовского моря и Керченском проливе по сезонам. Впервые показаны долгосрочные изменения рН и общей щелочности вод Азовского моря, а также особенности распределения этих параметров в области влияния речного стока.

Выводы. В Таганрогском заливе установлены две зоны пониженных значений общей щелочности морской воды с соленостью в диапазоне 2–4 и 11–13 ‰. В этих зонах при значительном пересыщении вод карбонатом кальция потенциально возможны процессы образования хемогенного кальцита. Одна зона повышенных значений рН морской воды с соленостью 4–6 ‰ совпадает с районом максимальной продуктивности фитопланктона. Отмечено увеличение рН в летнее и осеннее время, что можно объяснить усилением продуцирования органического вещества на фоне уменьшения солености со второй половины 1970-х гг. и ростом температуры воды в 2000-х гг. Для открытой части моря и Керченского пролива характерна общая тенденция к снижению рН, за исключением периода повышенного речного стока. В Азовском море относительно повышенные значения общей щелочности отмечаются в Таганрогском заливе (особенно в районах с соленостью воды 5–8 ‰), убывая в сторону открытого моря и затем возрастая в направлении Керченского пролива. Средняя величина общей щелочности в Таганрогском заливе имела тенденцию к снижению в маловодные периоды 1972–1978 и 2011–2020 гг. на фоне ее общего увеличения за последние семьдесят лет. Заметный рост средней величины щелочности отмечен в период повышения средней температуры воды в Азовском море в начале XXI в.

Ключевые слова: рН, общая щелочность, пространственно-временная динамика, Азовское море, Таганрогский залив, Керченский пролив

Благодарности: публикация подготовлена в рамках реализации ГЗ ЮНЦ РАН, № гр. проекта 123071900007-8; Соглашения № 169-15-2023-002 от 01.03.2023 Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды по соглашению № 72-223/ВИПГЗ-23 от 03.04.2023 г. между ИО РАН и ЮНЦ РАН в рамках Консорциума-2. Авторы выражают искреннюю признательность рецензенту за полезные замечания.

Для цитирования: Сорокина В. В., Кулыгин В. В. Пространственно-временная динамика рН и общей щелочности вод Азовского моря в 1950–2020 годах // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 6. С. 821–837. EDN ННСНМО.

Spatial and Temporal Dynamics of pH and Total Alkalinity of the Sea of Azov Waters in 1950–2020

V. V. Sorokina ✉, V. V. Kulygin

Federal Research Centre the Southern Scientific Centre of Russian Academy of Sciences,
Rostov-on-Don, Russia
✉ v.sorok@mail.ru

Abstract

Purpose. The purpose of the study consists in analyzing the spatial-temporal dynamics of pH and total alkalinity of the Sea of Azov waters in 1950–2020.

Methods and Results. Statistical analysis of the data on the Sea of Azov for 1950–2020 derived from the oceanographic database of the Southern Scientific Center of RAS made it possible to determine the average long-term values of the parameters under consideration in the Taganrog Bay, the open part of the Sea of Azov and the Kerch Strait by seasons. For the first time, the long-term changes in pH and total alkalinity of the Sea of Azov waters, as well as the distribution features of these parameters in the regions affected by the river runoffs are shown.

Conclusions. Two zones of *Alk* low values of seawater with the salinity ranges 2–4 and 11–13 ‰ were established in the Taganrog Bay. In these regions, under significant supersaturation of water with calcium carbonate the processes of chemogenic calcite formation are potentially possible. One zone of the increased pH values with the salinity range 4–6 ‰ coincides with the area of maximum phytoplankton productivity. In the Taganrog Bay, a pH increase in summer and autumn was noted, that can be explained by the growing production of organic matter against the background of salinity decrease starting from the second half of the 1970s, and by a rise of water temperature in the first decade of the 2000s. The open part of the sea and the Kerch Strait are characterized by a general trend towards a decrease in pH values, except for the period of an intensive river runoff. The general pattern of *Alk* distribution in the Sea of Azov consists in its relatively elevated values in the Taganrog Bay (especially in the regions with salinity range 5–8 ‰) which decrease towards the open sea and then increase towards the Kerch Strait. The average *Alk* value in the Taganrog Bay tended to decrease during the low-water periods (1972–1978 and 2011–2020) against the background of its general increase over the past seventy years. A noticeable growth of the average *Alk* values was noted during the period of increasing average water temperature in the Sea of Azov at the beginning of the 21st century.

Keywords: pH, total alkalinity, spatial-temporal dynamics, Sea of Azov, Taganrog Bay, Kerch Strait

Acknowledgments: The publication was prepared within the framework of state assignment of SSC, RAS, (project state registration No. 123071900007-8), Agreement No. 169-15-2023-002 (dated 01.03.2023) of the Federal service for hydrometeorology and environmental monitoring according to Agreement No. 72-223/VIPGZ-23 (dated 03.04.2023) between the IO, RAS and SSC, RAS within the framework of Consortium-2. The authors are sincerely grateful to the reviewer for the useful comments.

For citation: Sorokina, V.V. and Kulygin, V.V., 2024. Spatial and Temporal Dynamics of pH and Total Alkalinity of the Sea of Azov Waters in 1950–2020. *Physical Oceanography*, 31(6), pp. 772–787.

Введение

Общая щелочность (*Alk*) и pH являются параметрами системы химического равновесия водных объектов, используются в расчетах содержания компонентов карбонатной системы вод, направления обмена CO₂ между морем

и атмосферой и служат показателями происхождения водных масс и фотосинтетических процессов¹ [1–6]. Особый интерес представляют исследования долгосрочных изменений этих характеристик в связи с изменением климата и усилением антропогенной нагрузки на морские экосистемы и океан [7, 8].

В середине XX в. (1953–1959 гг.) выполнены первые систематические экспедиционные наблюдения над рН и *Alk*. Обзор этих наблюдений представлен в работе [9]. Материалы исследований, проведенных Азово-Черноморской научной рыбохозяйственной станцией в 1953, 1955 гг., Гидрометеорологической обсерваторией Черного и Азовского морей (ГМО ЧАМ) и Государственным океанографическим институтом (ГОИН) в 1958 и 1959 гг., обобщены в Гидрометеорологическом справочнике Азовского моря² (1962) и фундаментальной работе «Гидрохимия Азовского моря»³ (1964), в которой, в частности, показаны основные закономерности распределения рН и *Alk*.

В последующий период (с 1960 г. по настоящее время) измерения *Alk* и рН входят в состав стандартной программы наблюдений за пространственно-временной изменчивостью гидрохимических показателей. Программа наблюдений выполняется организациями Гидрометеорологической службы (Госкомгидромет, ныне Росгидромет) и рыболовства (Минрыбхоз, ныне Росрыболовство) в рамках государственной научно-технической программы развития страны [9]. Гидрологические и гидрохимические исследования проводятся под руководством ГОИН и Азовского научно-исследовательского института рыбного хозяйства (Азово-Черноморский филиал ФГБНУ «ВНИРО», АзНИИРХ) на единой методической основе. Программа морских измерений АзНИИРХ включает определение водородного показателя, но не общей щелочности.

В 1991 г. ГОИН провел обобщение материалов экспедиционных наблюдений сезонного и пространственного распределения рН (всего 6320 наблюдений) за период 1960–1985 гг., *Alk* (всего 5000 наблюдений) – за 1960–1981 гг., результаты представлены в проекте «Моря СССР» (том V. Азовское море)⁴. В 1990-х гг. сократились, а в некоторых районах моря прекратились наблюдения за рН и *Alk*.

В 2000-е гг. и по сей день наблюдения за рассматриваемыми параметрами азовских вод ведут подразделения Росгидромета (Донская и Кубанская устьевые гидрометеорологические станции; Севастопольское отделение ГОИН, СО ФГБУ «ГОИН»); Южный научный центр Российской академии наук, ЮНЦ РАН, с 2002 г. по н. в.). В 1997–2008 гг. исследования также выполнял Азовский филиал Мурманского морского биологического института (АзММБИ).

¹ Dickson A. G., Goyet C. Handbook of methods for the analysis of the various parameters of the carbon dioxide system in sea water. Version 2. US, 1994. 198 p. <https://doi.org/10.2172/10107773>

² Гидрометеорологический справочник Азовского моря / Под ред. А. А. Аксенова. Л. : Гидрометеиздат, 1962. 853 с.

³ Цурикова А. П., Шульгина Е. Ф. Гидрохимия Азовского моря. Л. : Гидрометеиздат, 1964. 258 с.

⁴ Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. V. Азовское море / Под ред. Н. П. Гоптарева и др. СПб. : Гидрометеиздат, 1991. 237 с.

Все организации, занимающиеся изучением гидрохимического режима Азовского моря, использовали общепринятую методику гидрохимических определений²⁻⁵, подробно описанную в практических руководствах⁶⁻⁹.

До 1960 г. колориметрическое определение pH с борно-боратными растворами Палича, с индикаторами тимоловым синим и крезоловым красным проводили сразу после подъема батометра на борт судна². Колориметрический метод определения pH предполагает введение температурных и солевых поправок. Точность определения pH этим методом⁷ одним оператором достигает $\pm 0,01-0,02$, а разными – до 0,05 ед. pH. Впоследствии стали использовать потенциометрический метод определения pH с помощью pH-метров разного типа (с набором измерительных электродов)^{7,8}. Абсолютная средняя систематическая погрешность определения pH этим методом⁷ составляет 0,01–0,04 ед. pH. Большинство серийных pH-метров позволяет производить измерения с точностью 0,02 ед. pH⁹.

В справочных изданиях^{2,5}, где обобщены данные за 1953–1980 гг., сказано, что общую щелочность определяли прямым титрованием соляной кислотой, применяли смешанный индикатор и проводили продувание током воздуха, лишенного углекислоты^{6,7}. С 2000-х гг. в исследованиях стали использовать титраторы щелочности, основанные на потенциометрическом методе определения. Титрование проводят автоматически без участия оператора, что ускоряет и повышает точность определения. Суммарная погрешность этого метода в соответствии с РД 52.10.243-92⁸ составляет 4,7 %.

Таким образом, за последние семьдесят лет накоплен большой объем информации о pH и *Alk* вод Азовского моря, полученной в рамках стандартной программы экспедиционных наблюдений Росгидромета и организаций Российской академии наук. При этом последнее обобщение многолетних данных pH и *Alk* (за 1960–1985 гг.) выполнено в работе «Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. V. Азовское море»⁴ (1991). С тех пор прошло довольно много времени; гидрологические, гидрохимические, гидробиологические и седиментационные процессы в Азовском море претерпели существенные изменения под действием климатических флуктуаций и антропогенной деятельности [10–13].

Целью работы является анализ пространственно-временной динамики pH и *Alk* вод Азовского моря (от устья Дона до Керченского пролива включительно) за 1950–2020 гг. на основе собранной в ЮНЦ РАН базы данных гидрологических и гидрохимических показателей.

⁵ Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Том 3. Азовское море / Под ред. Б. Х. Глуховского и др. Л. : Гидрометеониздат, 1986. 218 с.

⁶ Руководство по морским гидрохимическим исследованиям для гидрометеорологических обсерваторий и морских гидрометеорологических станций. М. : Гидрометеониздат, 1959. 255 с.

⁷ Руководство по методам химического анализа морских вод. Л. : Гидрометеониздат, 1977. 206 с.

⁸ РД 52.10.243-92 Руководство по химическому анализу морских вод. СПб. : Гидрометеониздат, 1993. 264 с.

⁹ Алейкин О. А., Семенов А. Д., Скопинцев Б. А. Руководство по химическому анализу вод суши. Л. : Гидрометеониздат, 1973. 272 с.

Материалы и методы

Основой исследования является океанографическая база данных Азовского моря за 1924–2020 гг. [14, 15]. Прибрежные станции (до глубины 1 м), выполненные ЮНЦ РАН, исключены из анализа.

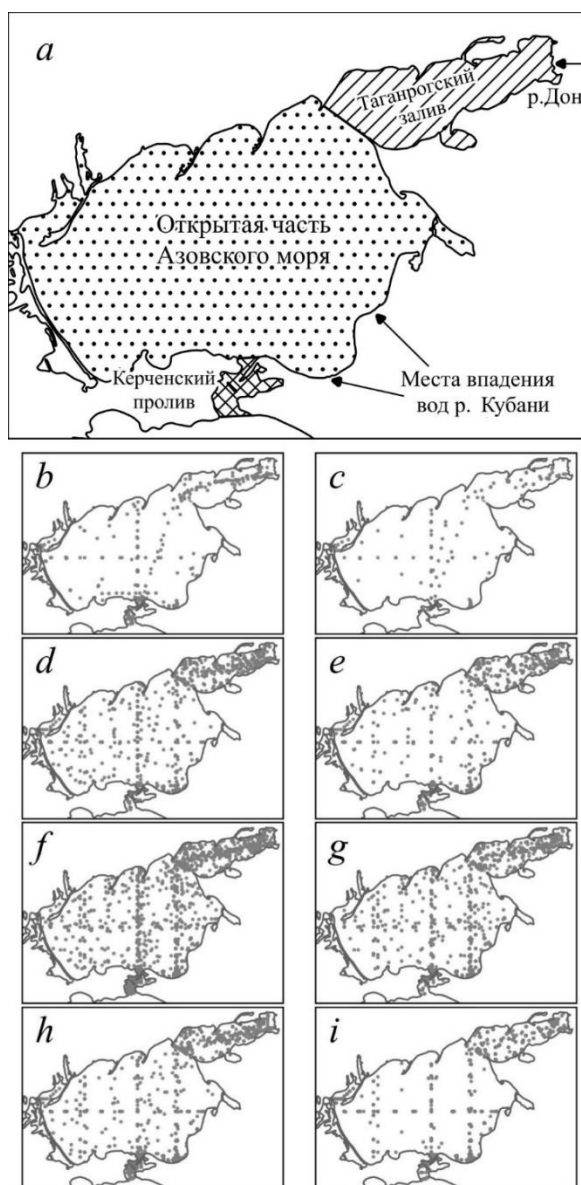


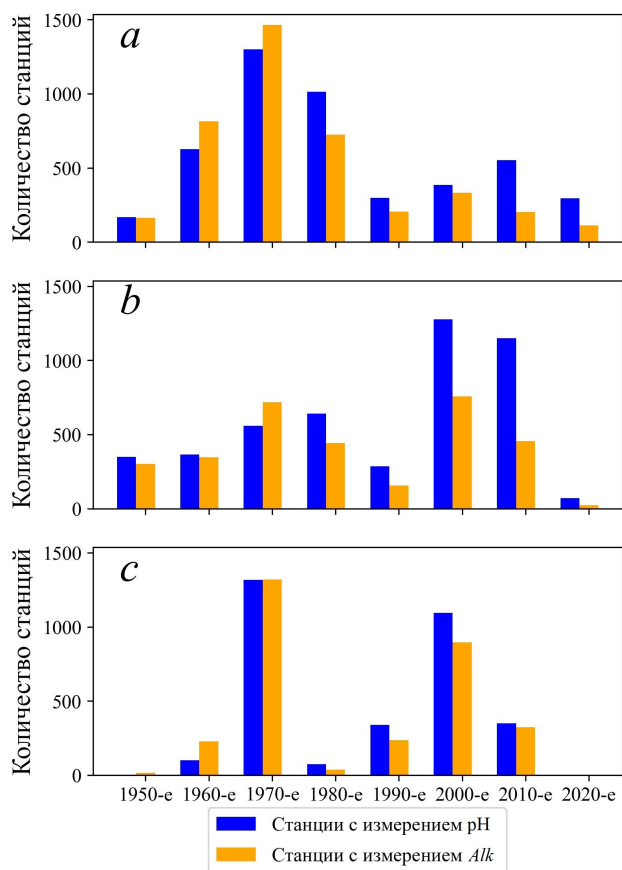
Рис. 1. Район исследования (a) и сезонное распределение количества гидрологических станций измерений pH (b, d, f, h) и Alk (c, e, g, i) зимой (b, c); весной (d, e); летом (f, g); осенью (h, i)
Fig. 1. Study area (a) and seasonal distribution of a number of hydrological stations for measuring pH (b, d, f, h) and Alk (c, e, g, i) in winter (b, c), spring (d, e), summer (f, g) and autumn (h, i)

Общее число океанографических станций в 1950–2020 гг., на которых определялись pH или Alk, составляет более 14 тыс.; количество станций с синхронными измерениями обоих показателей – более 8 тыс. Исследованиями

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 40 № 6 2024 825

охвачена вся акватория Азовского моря, наиболее детально – Таганрогский залив, а также Керченский пролив (рис. 1).

По количеству станций наиболее обеспеченным данными оказался период 1970-х гг., наименее – 1950-х и 1990-х гг. (рис. 2). В целом по морю в 1960-е и 1970-е гг. преобладает число станций с измерениями *Alk*. В другие десятилетия больше станций с измерениями pH.



Р и с. 2. Количество станций с измерениями pH и *Alk* в Таганрогском заливе (a), собственно Азовском море (b) и Керченском проливе (c) по десятилетиям

F i g. 2. Number of stations for measuring pH and *Alk* in the Taganrog Bay (a), the Azov Sea (b) and the Kerch Strait (c) by decades

Анализ внутригодового распределения количества гидрологических станций с измерениями pH и *Alk* представлен в работе [9]. Не на всех станциях есть распределение исследуемых параметров по вертикали, поэтому в данной работе рассматривали данные о поверхностном слое.

До настоящего времени было проблематично проследить долгосрочные изменения pH и *Alk* в Азовском море. Подготовленная в ЮНЦ РАН база данных гидрохимических показателей позволяет это сделать, основываясь на многочисленных источниках, в том числе на опубликованном анализе многолетних изменений температуры и солености вод Азовского моря [10]. Проведена

дифференциация данных и выявлены тенденции и закономерности как в пространственном (связанном с неоднородностью вод Азовского моря), так и во временном (многолетние и сезонные изменения) распределении данных инструментальных наблюдений за 1950–2020 гг. Средние значения pH и *Alk* рассчитаны для характерных периодов изменения температуры и солености вод Азовского моря, выделенных в работе [10].

Результаты и обсуждение

По степени влияния речных и черноморских вод выделены районы: Таганрогский залив, открытая часть Азовского моря и Керченский пролив (рис. 1, а), для которых рассчитаны средние многолетние значения исследуемых величин.

В Таганрогском заливе значения pH и *Alk* относительно повышены во все сезоны и имеют наибольший диапазон изменений (таблица). Статистически значимых различий в значениях pH по сезонам не наблюдается. Ранее было показано, что для весеннего сезона характерны наиболее высокие значения pH в Таганрогском заливе с понижением в сторону моря ⁵, зимой происходит снижение значений pH в Таганрогском заливе и в открытой части моря ³. В данной работе обращает на себя внимание повышенный pH в зимнее время в Таганрогском заливе. Такой факт уже был отмечен в литературе ³, где авторы связали его с процессами интенсивного развития жизни у кромки льдов.

Характеристики pH и *Alk* в разных районах Азовского моря по сезонам Characteristics of pH and *Alk* in different regions of the Azov Sea by seasons

Район / Region	Зима / Winter	Весна / Spring	Лето / Summer	Осень / Autumn	Среднее за год / Average annual value
<i>pH</i>					
Таганрогский залив / Taganrog Bay	8,55 ± 0,33*	8,55 ± 0,24	8,54 ± 0,24	8,53 ± 0,27	8,54 ± 0,25
Открытая часть моря / Open part of the sea	8,29 ± 0,17	8,33 ± 0,20	8,34 ± 0,22	8,31 ± 0,20	8,33 ± 0,20
Керченский пролив / Kerch Strait	8,24 ± 0,15	8,30 ± 0,16	8,33 ± 0,17	8,38 ± 0,15	8,33 ± 0,16
<i>Alk</i> , ммоль/л / <i>Alk</i> , mmol/l					
Таганрогский залив / Taganrog Bay	3,77 ± 0,84	2,91 ± 0,49	2,88 ± 0,45	2,89 ± 0,46	2,90 ± 0,48
Открытая часть моря / Open part of the sea	2,70 ± 0,50	2,82 ± 0,39	2,69 ± 0,39	2,69 ± 0,35	2,72 ± 0,39
Керченский пролив / Kerch Strait	2,66 ± 0,32	2,84 ± 0,25	2,83 ± 0,28	2,95 ± 0,29	2,87 ± 0,29

* Среднее значение ± среднеквадратичное отклонение.

* Average value ± standard deviation.

Повышенное среднее значение *Alk* в этом же районе зимой обусловлено тем, что большинство определений, участвовавших в осреднении, относятся к периоду 2000–2010 гг. Для этого периода характерны относительно более высокие значения *Alk* во всех районах Азовского моря, хотя зимой значения *Alk* обычно снижаются, что определяется сравнительно малым речным стоком ^{3, 5}.

Общая закономерность распределения pH в Азовском море заключается в повышенных его значениях в Таганрогском заливе (в среднем 8,54), особенно в районах с солечностью воды 4–6 ‰, с понижением значений (в среднем до 8,33) в сторону открытой части моря и Керченского пролива (таблица, рис. 3).

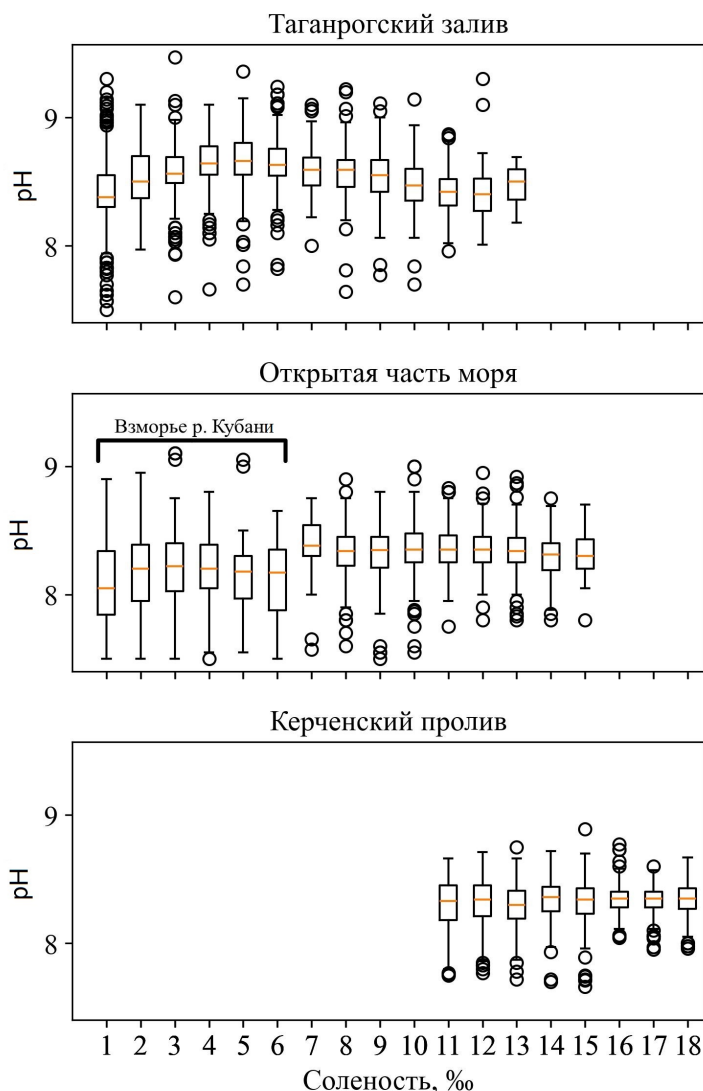


Рис. 3. Диаграмма размаха значений pH в Азовском море и Керченском проливе в зависимости от солечности воды

Fig. 3. Diagram of the range of pH values in the Sea of Azov and the Kerch Strait depending on water salinity

В зонах влияния стока Дона и Кубани отмечается наибольший диапазон изменений pH и Alk , что является отражением особенностей гидрохимического и гидробиологического режимов этих областей. При смешении речных и морских вод с разным ионным составом нарушается карбонатное равновесие, что приводит к изменению значений pH и Alk . Величина показателя pH зависит от отношения $[HCO_3^-]/[CO_2]$: чем оно больше, тем больше водородный показатель. Фотосинтез, при котором потребляется углекислый газ, способствует повышению pH и снижению Alk . Высокие значения pH в Таганрогском заливе (исключая устьевой участок до изогалины 2 ‰) в большей степени связаны с фотосинтезом, протекающим наиболее активно в этом районе по сравнению с другими районами моря [16]. В речном стоке значения pH обычно ниже, чем в водах заливов³, это обуславливает относительно более низкие значения pH вблизи устьев Дона и Кубани.

В открытом море среднегодовое значения pH распределяются сравнительно равномерно как по сезонам, так и в пространстве с незначительным понижением вблизи устья Кубани (на 0,15 относительно среднего pH (8,33) по всему диапазону солености этой части моря) (рис. 3, таблица).

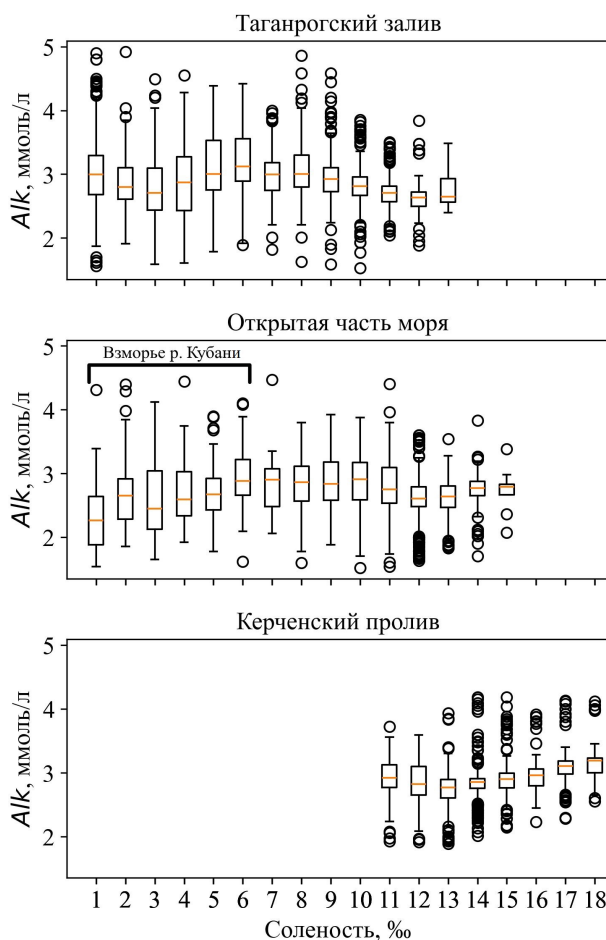


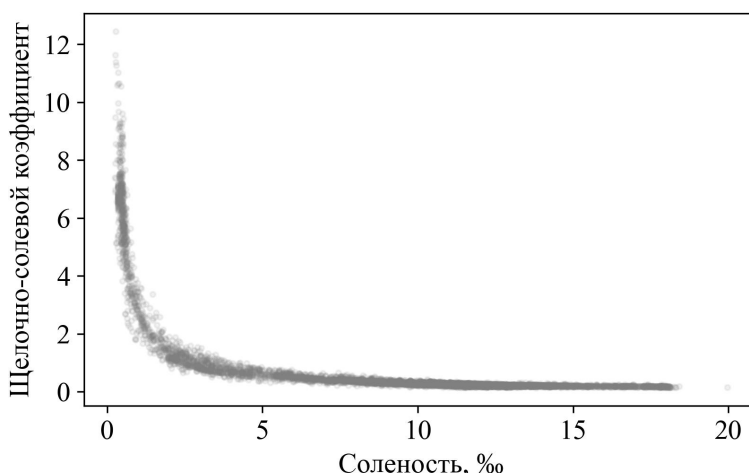
Рис. 4. Диаграмма размаха значений Alk в Азовском море и Керченском проливе в зависимости от солености

Fig. 4. Diagram of the range of Alk values in the Sea of Azov and the Kerch Strait depending on water salinity

В южной части моря вследствие возможного распространения черноморских вод и менее интенсивного развития фитопланктона значения рН могут быть более низкими, чем в северной части моря. Однако при выходе азовских вод через Керченский пролив в Черное море могут наблюдаться высокие значения рН, обусловленные интенсивным фотосинтезом в теплое время года (таблица).

Общая закономерность распределения *Alk* в Азовском море и Керченском проливе заключается в относительно повышенных значениях в Таганрогском заливе (таблица), особенно в районах с соленостью воды в диапазоне 5–8 ‰, с убыванием в сторону открытого моря и затем возрастанием в районе Керченского пролива (рис. 4).

Щелочно-солевой коэффициент иллюстрирует перемешивание разных по генезису водных масс. Он имеет наиболее высокое значение на взморье Дона, что характеризует распресненные речные воды, уменьшаясь экспоненциально в направлении Керченского пролива и Черного моря, отличающихся большей соленостью (рис. 5). Наибольший разброс значений этой величины наблюдается в районах моря с соленостью воды в диапазоне 1–4 ‰.



Р и с. 5. Зависимость щелочно-солевого коэффициента от солености в Азовском море и Керченском проливе

F i g. 5. Dependence of the alkaline-saline coefficient on salinity in the Sea of Azov and the Kerch Strait

В разных районах моря повышение щелочности может быть связано с различными процессами. Так, повышенные значения *Alk* на взморье Дона могут быть обусловлены притоком высокощелочных речных вод (3,5–4 ммоль/л)⁵; вблизи побережья в зимне-весенний период – стоком талых вод, обогащенных карбонатами вследствие размыва известняков; в южной части открытого моря и Керченском проливе – притоком черноморских вод с наиболее высокой соленостью.

В восточной части Таганрогского залива, находящейся под влиянием стока Дона, в связи с разнонаправленными и разновременными физико-химическими и биологическими процессами значения щелочности могут меняться в широких пределах. Изменения зависят главным образом от величины при-

тока донских вод и количества карбонатов, внесенных с рекой, величин насыщения воды ионами кальция и гидрокарбоната (пересыщенности вод этими ионами), а также факторов, приводящих к сдвигу карбонатного равновесия (изменений температуры и активности биоты).

В воде с соленостью 1,5–5 ‰ наиболее интенсивно протекают процессы коагуляции пелитовой составляющей взвеси и образования хемогенного кальцита¹⁰. В предустьевых областях наблюдаются значительный размах сорбционных явлений и два противоположно направленных процесса адсорбции и десорбции [17], что указывает в первую очередь на наличие неуравновешенной физико-химической системы в переходной области.

Анализ значений щелочности в устье Дона и Таганрогском заливе показал разные типы зависимости между Alk и соленостью S в этом районе. Для наиболее распространенного первого типа характерно обращение кривой $Alk = f(S)$ выпуклостью вниз при малых значениях солености. Второй тип характеризуется тем, что кривая $Alk = f(S)$ во всем диапазоне солености Таганрогского залива обращена выпуклостью вверх.

От устья Дона в направлении Таганрогского залива в первом случае значения Alk (3 ммоль/л и более) сначала снижаются, достигая минимума в районе вод с соленостью 2–4 ‰, а далее вновь повышаются в воде Таганрогского залива с соленостью в диапазоне от 5 до 7 ‰ и снова снижаются в направлении открытой части Азовского моря, что иллюстрирует рис. 4, представляющий собой обобщение многолетних данных. Во втором случае (редко) – относительно низкие значения Alk (менее 3 ммоль/л) могут повышаться, достигая в среднем ~ 3 ммоль/л и более в районе вод с соленостью 2,5–7 ‰, затем снова снижаются в направлении центральной части моря (воды с соленостью ~ 11–13 ‰). Кроме этих двух типов можно отметить случаи монотонного снижения щелочности в зависимости от солености на всем протяжении Таганрогского залива.

Наиболее типичную ситуацию снижения значений Alk в приустьевом районе в восточной части Таганрогского залива в водах с соленостью 2–4 ‰ связывают со сдвигом карбонатного равновесия, переходом карбонатов в твердую фазу (взвешенный хемогенный кальцит) из пересыщенных ионами кальция и гидрокарбоната вод^{3, 10} [17]. Помимо приведенной выше причины, такое уменьшение значений Alk в указанном диапазоне солености может быть связано с удалением CO_2 при фотосинтезе (в результате этого процесса уменьшается концентрация гидрокарбонатов и растет pH), с извлечением планктоном карбонатов из воды с частичным переходом карбонатсодержащего детрита в донные осадки (при этом уменьшается щелочно-солевой коэффициент), с увеличением температуры, при котором карбонатное равновесие сдвигается в сторону увеличения концентрации карбонатов и уменьшения концентрации гидрокарбонатов и CO_2 . Все эти факторы следует учитывать при анализе поведения карбонатной системы в Таганрогском заливе, что требует дополнительных исследований (анализа динамики кислорода и продукционных процессов, насыщения воды ионами кальция и гидрокарбонатами и др.).

¹⁰ Цурикова А. П., Цуриков П. Л. О выпадении кальция и изменении солености при смешении вод // Химические процессы в морях и океанах / Отв. ред. С. В. Бруевич. М. : Наука, 1966. С. 12–18.

В работе ¹⁰ авторы показали аналогичные типы зависимости в Таганрогском заливе между концентрациями ионов кальция и хлора. В случае обращения кривой $\text{Ca}^{2+} = f(\text{Cl})$ выпуклостью вверх может происходить растворение твердых фаз карбонатов кальция. В работе [17] Ю. П. Хрусталева сообщает, что подобное явление наблюдается редко в Таганрогском заливе, и в основном в его центральной части. В другом типичном случае, при обращении кривой $\text{Ca}^{2+} = f(\text{Cl})$ выпуклостью вниз, обычно при малых концентрациях иона хлора, возможно хемогенное выпадение CaCO_3 . Авторы работы ¹⁰ отметили, что такая зависимость хорошо проявляется в вершине залива при смешении речных и морских вод и подтверждается присутствием игольчатого кальцита хемогенного происхождения. В западной, мористой части Таганрогского залива авторы указанной выше работы отмечали вторую зону выпадения карбоната кальция при смешении таганрогских и азовских вод. Следует иметь в виду, что осаждение карбонатов может привести к снижению щелочности, переносимой в открытую часть моря во время весенней фазы развития продукционных процессов.

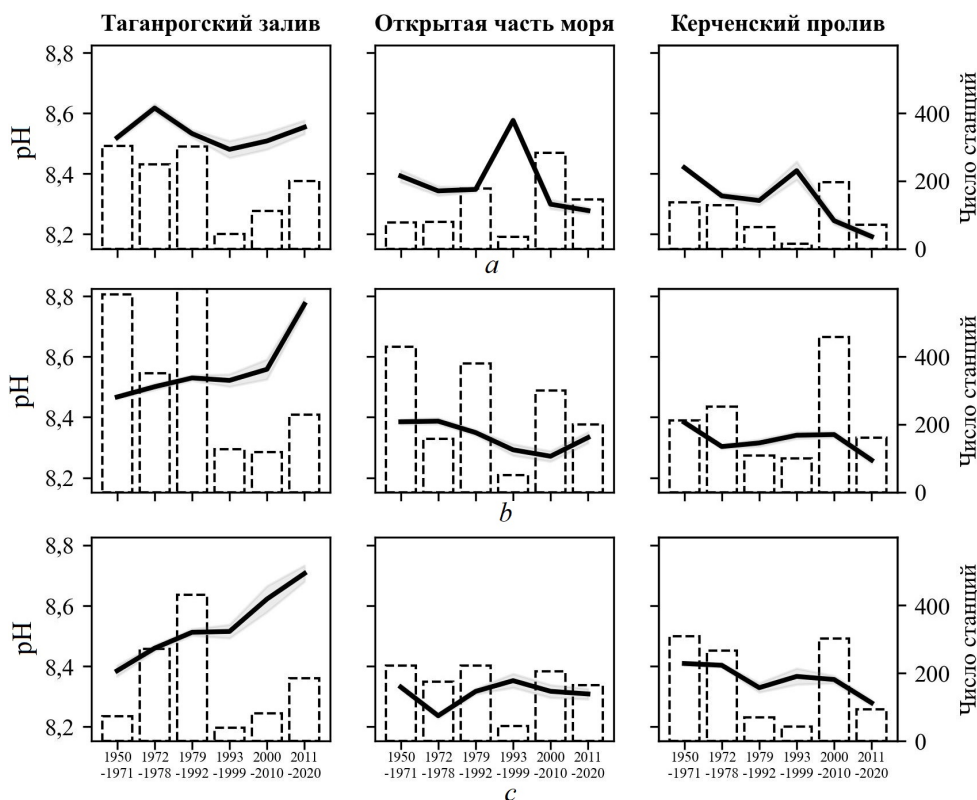
Динамика pH (и других параметров карбонатной системы) в мелководном Азовском море трудно предсказуема из-за влияния множества факторов, включающих как изменения на водосборе (величина атмосферных осадков, выветривание, известкование, объем поступления биогенных и органических веществ), так и сроки и масштабы процессов продукции/окисления органического вещества. Тем не менее, основываясь на большом количестве данных инструментальных наблюдений за длительный период времени, становится возможным проследить основные тенденции и закономерности изменений водородного показателя.

Для pH в Таганрогском заливе за период 1950–2020 гг. характерен рост средних значений в летнее и осеннее время. Весной наиболее высокие значения отмечены в период 1972–1978 гг. (среднее за период – 8,60), характеризовавшийся маловодным режимом и увеличением солёности вод (с 11,5 ‰ в среднем за 1950–1971 гг. до 12,9 ‰ за 1972–1978 гг. [10]), а также в последний период 2011–2020 гг. (среднее за период – 8,57) затяжного маловодья при относительно более высокой температуре воды (рис. 6). Несмотря на маловодный режим двух указанных периодов, в Таганрогском заливе, по всей видимости, процессы фотосинтеза имели большое значение и служили причиной относительного увеличения pH. Напротив, в собственно море в маловодные периоды с увеличением солёности продуцирование органического вещества ослабевало, средние значения pH снижались. Это хорошо видно на примере весны и осени 1972–1978 гг., а также весны 2011–2020 гг. Отсутствие роста pH в летнее время для обоих маловодных периодов и в осеннее время во втором периоде может быть связано со сдвигом максимального пика первичного продуцирования в собственно море на летне-осенний период в последнее время [16], что требует дополнительных исследований.

Значение солёности как фактора, приводящего к снижению величины первичной продукции органического вещества в Азовском море, первоначально было отмечено ¹¹ в 70-х гг. XX в., что впоследствии нашло подтверждение

¹¹ Бронфман А. М., Дубинина В. Г., Макарова Г. Д. Гидрологические и гидрохимические основы продуктивности Азовского моря. М. : Пищевая промышленность, 1979. 288 с.

и в современных исследованиях [18, 19]. В периоды осолонения средний уровень первичной продукции органического вещества фитопланктоном был низким, а наиболее высокая первичная продукция отмечалась в периоды распреснения. Основным объяснением наблюдаемой зависимости является смена таксономических групп фитопланктона в случае сокращения первичной продукции в открытой части моря со снижением биомассы сине-зеленых водорослей [18].



Р и с. 6. Пространственно-временные изменения pH в Азовском море и Керченском проливе по сезонам: *a* – весной; *b* – летом; *c* – осенью

F i g. 6. Spatial-temporal changes in pH in the Sea of Azov and the Kerch Strait by seasons: *a* – spring, *b* – summer and *c* – autumn

Период 1993–1999 гг. характеризовался наибольшим средним речным стоком, относительно более низкой соленостью и температурой воды [10]. В этот период отмечено небольшое увеличение среднего значения pH в собственно море весной (максимально) и осенью (рис. 6). Интересен тот факт, что весной в Таганрогском заливе в указанный период средняя величина pH не увеличивалась по сравнению с соседними периодами и, скорее всего, процессы продуцирования органического вещества не имели сильного развития. В это же время в открытом море значения pH были наибольшими по сравнению с другими периодами, что можно объяснить поступлением большего объема вод Таганрогского залива с более высоким pH, а также, возможно, активным фотосинтезом; летом интенсивность продукционных процессов несколько снижалась.

Для Керченского пролива в целом и собственно моря характерны сходные тенденции изменения средней величины рН весной и летом за весь период наблюдений, осенью же наблюдаемые изменения различаются, особенно в последний маловодный период (2007–2020 гг.), что может быть связано с относительно менее активными продукционными процессами в этом районе в результате осолонения.

Для средних значений общей щелочности характерно почти однонаправленное изменение по сезонам в разные периоды в каждом из рассматриваемых районов (рис. 7). В Таганрогском заливе наблюдается снижение средних значений Alk в маловодный период 1972–1978 гг. по сравнению с предшествующими годами и последующий неуклонный рост вплоть до последнего периода 2011–2020 гг., также отличающегося значимым сокращением речного стока (рис. 7). В открытой части Азовского моря, а также в Керченском проливе средние значения щелочности, напротив, увеличились в период осолонения 1972–1978 гг. наиболее значительно осенью и летом, по сравнению с весной, что выглядит закономерно в связи с возможным проникновением более соленых черноморских вод с повышенной щелочностью (в среднем 3,3 ммоль/л в поверхностном (100 м) слое [20, 21]).

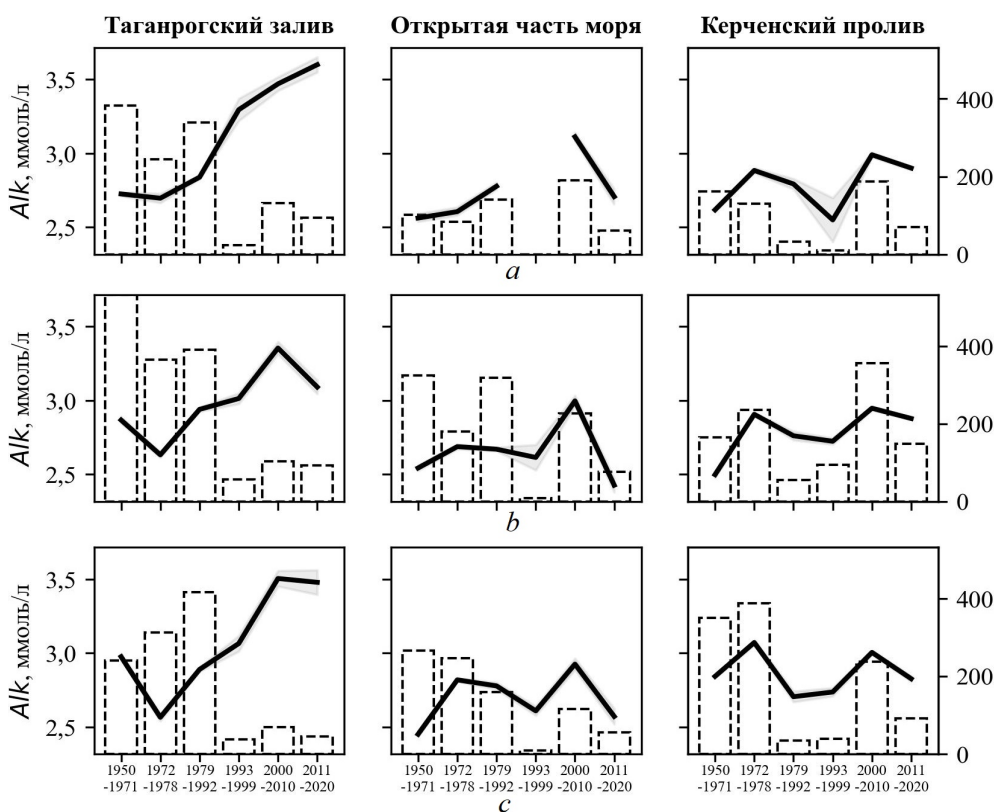


Рис. 7. Пространственно-временные изменения Alk в Азовском море и Керченском проливе по сезонам: a – весной; b – летом; c – осенью

Fig. 7. Spatial-temporal changes in Alk in the Sea of Azov and the Kerch Strait by seasons: a – spring, b – summer and c – autumn

Отмечен существенный рост *Alk* во всех районах моря с начала 2000-х гг., причем соленость моря оставалась в это время относительно низкой (среднее значение по морю – 10,2 ‰), а температура вод повысилась существенно (в среднем более чем на 1 °C) по сравнению с предшествующими периодами. В последний маловодный период 2011–2020 гг., характеризующийся увеличением солености и относительно высокими значениями температуры воды, дальнейшего роста щелочности не наблюдается, наоборот, отмечено снижение ее средних значений во всех районах. Вероятно, существует предел увеличения данного параметра при сложившихся новых условиях. В период пониженного речного стока в Азовское море приток черноморских вод уже не оказывает на среднюю величину *Alk* значимого влияния.

Таким образом, можно констатировать, что в конце XX – начале XXI вв. произошли изменения не только гидрологического режима, отмеченные в работе [10], но и гидрохимического состояния Азовского моря. Причины отмеченных тенденций изменения общей щелочности еще предстоит выяснить, установив связи с такими факторами как речной сток, температура и соленость вод, продукция и деструкция органического вещества, а также всесторонне рассмотрев особенности поведения карбонатной системы Азовского моря.

Выводы

На основе собранной в ЮНЦ РАН базы данных гидрологических и гидрохимических показателей выполнен анализ пространственно-временных изменений рН и *Alk* вод Азовского моря и Керченского пролива за период 1950–2020 гг. Рассчитаны средние значения исследуемых параметров по сезонам для трех районов: Таганрогского залива, открытой части Азовского моря, Керченского пролива.

Общие закономерности распределения исследуемых параметров в Азовском море, в зависимости от солености, заключаются в следующем. В Таганрогском заливе установлены две зоны пониженных значений общей щелочности в водах с соленостью в диапазоне 2–4 и 11–13 ‰. В этих зонах при значительном пересыщении вод карбонатом кальция потенциально возможны процессы образования хемогенного кальцита. Также установлена одна зона повышенного рН в водах с соленостью 4–6 ‰, совпадающая с районом максимальной продуктивности фитопланктона.

Впервые показаны многолетние сезонные изменения рН и *Alk* вод Азовского моря (от устья Дона до Керченского пролива включительно). Анализ выполнен на основе определенных ранее периодов изменения температуры и солености вод Азовского моря, что позволило объяснить наблюдаемые тенденции.

В Таганрогском заливе в поверхностном слое отмечен рост рН в летнее и осеннее время, что можно объяснить увеличением продуцирования органического вещества на фоне уменьшения солености начиная со второй половины 1970-х гг. и ростом температуры воды в первое десятилетие XXI в.

Для открытой части моря (за исключением осеннего периода) и Керченского пролива характерна общая тенденция к снижению рН. На таком фоне можно выделить период 1993–1999 гг., характеризующийся распреснением азовских вод вследствие относительно высокого речного стока, когда наблюдались высокие, по сравнению с предшествующими и последующими периодами, значения рН в весеннее время. Выраженной тенденции изменений средних значений рН осенью в открытом море не наблюдается.

Общая закономерность распределения *Alk* в Азовском море и Керченском проливе заключается в относительно повышенных значениях в Таганрогском заливе, особенно в водах с соленостью 5–8 ‰, с убыванием в сторону открытого моря и затем возрастанием в направлении Керченского пролива.

Средняя величина общей щелочности в Таганрогском заливе имела тенденцию к снижению в маловодные периоды 1972–1978 и 2011–2020 гг. на фоне общего положительного роста. При этом в открытом море и Керченском проливе в первый из указанных периодов значения *Alk* увеличились по сравнению с предшествующим и последующим временем, что, скорее всего, связано с притоком более щелочных черноморских вод, а во второй период положительная тенденция не наблюдалась, так как значения общей щелочности были уже достаточно высоки по сравнению со значениями, наблюдаемыми до 2000-х гг. Значительное увеличение средних значений *Alk* произошло в период роста средней температуры воды в Азовском море в начале XX в. В последний период маловодья рек и увеличения солености Азовского моря (2011–2020 гг.) увеличения общей щелочности, как и pH, в большинстве рассмотренных случаев не наблюдалось.

В целом следует отметить увеличение среднеквадратического отклонения и разброса значений исследуемых параметров начиная с 1990-х гг. Обращает на себя внимание разное поведение рассматриваемых параметров в маловодные периоды 1972–1978 и 2011–2020 гг., которое, скорее всего, объяснимо различиями в средней температуре водной массы и сдвигами в сезонном ходе температур.

В конце XX – начале XXI вв. произошли изменения гидрохимического режима Азовского моря, которые еще предстоит детально изучить. Выполненное исследование является основой для всестороннего анализа карбонатной системы и продукционно-деструкционных процессов Азовского моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Millero F. J.* The Marine Inorganic Carbon Cycle // *Chemical Reviews*. 2007. Vol. 107, iss. 2. P. 308–341. <https://doi.org/10.1021/cr0503557>
2. *Cai W.-J., Wang Y.* The chemistry, fluxes, and sources of carbon dioxide in the estuarine waters of the Satilla and Altamaha Rivers, Georgia // *Limnology and Oceanography*. 1998. Vol. 43, iss. 4. P. 657–668. <http://doi.org/10.4319/lo.1998.43.4.0657>
3. The CO₂ system in the Mediterranean Sea: a basin wide perspective / *M. Álvarez [et al.]* // *Ocean Science*. 2014. Vol. 10, iss. 1. P. 69–92. <http://doi.org/10.5194/os-10-69-2014>
4. *Copin-Montégut C.* Alkalinity and carbon budgets in the Mediterranean Sea. // *Global Biogeochemical Cycles*. 1993. Vol. 7, iss. 4. P. 915–925. <http://doi.org/10.1029/93gb01826>
5. *Орехова Н. А., Медведев Е. В., Коновалов С. К.* Характеристики карбонатной системы вод Севастопольской бухты в 2009 – 2015 гг. // *Морской гидрофизический журнал*. 2016. № 3. С. 40–51. EDN WNAFTF. <http://doi.org/10.22449/0233-7584-2016-3-40-51>
6. Гидрохимические особенности акватории Карского моря летом 2015 г. / *П. Н. Маккавеев [и др.]* // *Океанология*. 2017. Т. 57, № 1, С. 57–66. EDN XSMVWN. <http://doi.org/10.7868/soo30157417010087>
7. Relative impacts of global changes and regional watershed changes on the inorganic carbon balance of the Chesapeake Bay / *P. St-Laurent [et al.]* // *Biogeosciences*. 2020. Vol. 17, iss. 14. P. 3779–3796. <https://doi.org/10.5194/bg-17-3779-2020>
8. *Моисеенко О. Г., Коновалов С. К., Козловская О. Н.* Внутригодовые и многолетние изменения карбонатной системы аэробной зоны Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*. 2010. № 6. С. 42–57. EDN TOERZP.

9. *Сорокина В. В., Кулыгин В. В.* База данных гидрохимических показателей Азовского моря: Ph и общая щелочность // Экология. Экономика. Информатика. Серия: Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем. 2023. Т. 1, № 8. С. 110–115. <https://doi.org/10.23885/2500-395X-2023-1-8-110-115>
10. *Бердников С. В., Дашкевич Л. В., Кулыгин В. В.* Новое состояние гидрологического режима Азовского моря в XXI веке // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 503, № 1. С. 65–70. EDN REQBVQV. <https://doi.org/10.31857/S2686739722030057>
11. *Сорокина В. В.* Современные проблемы исследования цикла углерода в Азовском море // Экология. Экономика. Информатика. Серия: Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем. 2020. Т. 1, № 5. С. 185–191. EDN BDHTQF. <https://doi.org/10.23885/2500-395X-2020-1-5-185-191>
12. *Сорокина В. В., Бердников С. В.* Математическое моделирование терригенного осадконакопления в Азовском море // Океанология. 2008. Т. 48, № 3. С. 456–466. EDN ILAIQB.
13. Азовское море: океанография, физическая география, гидробиология (в научных трудах академика Г. Г. Матишова и сотрудников ЮНЦ РАН). Ростов-на-Дону : Изд-во ЮНЦ РАН, 2020. Том II (2018–2020 гг.). 448 с.
14. Atlas of climatic changes in nine large marine ecosystems of the northern hemisphere (1827–2013). Washington, D.C. : U.S. Government Printing Office, 2014. 131 p. (NOAA Atlas NESDIS ; 78). <http://doi.org/10.7289/V5Q52MK5>
15. *Матишов Г. Г., Степаньян О. В.* НИС «Денеб»: 10 лет морских научных исследований // Морской гидрофизический журнал. 2018. Т. 34, № 6. С. 548–555. EDN YPUYXZ. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2018-6-548-555>
16. Пространственное распределение и сезонная динамика концентрации хлорофилла «a» в Азовском море по данным спутниковых снимков спектрометра MERIS / В. В. Сапрыгин [и др.] // Океанология. 2018. Т. 58, № 5. С. 751–762. EDN XWVHXF. <https://doi.org/10.1134/S0030157418050131>
17. *Хрусталева Ю. П.* Основные проблемы геохимии седиментогенеза в Азовском море. Апатиты : Изд-во КНЦ РАН, 1999. 247 с.
18. *Косенко Ю. В., Барабахин Т. О., Баскакова Т. Е.* Динамика гидрохимических характеристик Азовского моря в современный период осолонения // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2017. № 3–1. С. 76–82. EDN ZOKXLB. <https://doi.org/10.23683/0321-3005-2017-3-1-76-82>
19. Влияние солености воды на развитие придонной гипоксии и уровень первичного продуцирования органического вещества в Таганрогском заливе / Ю. В. Косенко [и др.] // Водные биоресурсы и среда обитания. 2023. Т. 6, № 1. С. 34–47. EDN JIEEVJ. https://doi.org/10.47921/2619-1024_2023_6_1_34
20. *Кондратьев С. И., Медведев Е. В., Коновалов С. К.* Величины общей щелочности и pH в водах Черного моря в 2010 – 2011 годах // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 4. С. 36–47. EDN ZMNTUF. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2017-4-36-47>
21. *Goyet C., Bradshaw A. L., Brewer P. G.* The Carbonate System in the Black Sea // Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers. 1991. Vol. 38, suppl. 2. P. S1049–S1068. [https://doi.org/10.1016/S0198-0149\(10\)80023-8](https://doi.org/10.1016/S0198-0149(10)80023-8)

Об авторах:

Сорокина Вера Владимировна, старший научный сотрудник, Федеральный исследовательский центр Южный научный центр Российской академии наук (Россия, 344006, Ростов-на-Дону, пр. Чехова, 41), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0002-3742-892X**, **Scopus Author ID: 36795587800**, **ResearcherID: E-4729-2014**, **SPIN-код: 3274-5497**, v.sorok@mail.ru

Кулыгин Валерий Валерьевич, ведущий научный сотрудник, Федеральный исследовательский центр Южный научный центр Российской академии наук (Россия, 344006, Ростов-на-Дону, пр. Чехова, 41), кандидат технических наук, **ORCID ID: 0000-0001-9748-6497**, **Scopus Author ID: 24399335100**, **ResearcherID: I-3194-2013**, **SPIN-код: 3657-5016**, kulygin@ssc-ras.ru

Климатическая изменчивость термохалинных характеристик Черного моря (1950–2023 годы)

В. Н. Белокопытов , Е. В. Жук

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

 *v.belokopytov@gmail.com*

Поступила в редакцию 03.07.2024; одобрена после рецензирования 28.08.2024;
принята к публикации 12.09.2024.

Аннотация

Цель. Целями работы являются создание нового климатического массива термохалинных полей Черного моря, оценка на его основе климатических изменений последних десятилетий и сравнение их с глобальными климатическими тенденциями в Мировом океане.

Методы и результаты. Новый климатический массив термохалинных полей Черного моря (МГИ-2024) с пространственным разрешением $1/6^\circ \times 1/4^\circ$ создан в Морском гидрофизическом институте РАН на основе статистической обработки более 123 тыс. гидрологических станций за период 1950–2023 гг. с применением методов оптимальной интерполяции. Климатический атлас и цифровой массив находятся в открытом доступе и могут использоваться в климатических исследованиях, математическом моделировании, а также при решении различных прикладных задач. Отклонения исходных данных и осредненных значений от климатических полей массива МГИ-2024 послужили основным материалом для оценок показателей временной изменчивости на различных масштабах и для формирования временных рядов среднемесячных и среднегодовых аномалий. Выявлено, что после 2015 г. потепление в слое 0–100 м устойчиво превышает средний фон межгодовой изменчивости с наибольшим ростом температуры воды в летне-осенний период. Примерно с 2010–2012 гг. наблюдается резкий рост солености, который пока не превышает уровня межгодового среднеквадратического отклонения (СКО). Наибольший рост солености в сезонном цикле происходит весной и осенью, в периоды максимумов водного баланса бассейна.

Выводы. Черное море относится к районам с повышенной скоростью климатических изменений, таким как тропические части Мирового океана. Высокий рост температуры в Черном море в последние 40 лет уступает по интенсивности только арктическим морям. Рост солености в Черном море на протяжении 70-летнего периода сопоставим с увеличением солености в районах океанических субтропических круговоротов с нетипичным для океана резким осолонением за последние 20 лет. Наступившая теплая и соленая фаза гидрологического состояния Черного моря аналогична условиям 1960–1970 гг., но с большей амплитудой колебаний. Результаты работы имеют широкую область применения, в том числе для формирования общих представлений о механизмах цикла углерода в Азово-Черноморском бассейне.

Ключевые слова: Черное море, термохалинная структура, климатический массив, изменение климата, глобальное потепление, соленость, температура воды

Благодарности: работа выполнена в рамках тем государственных заданий ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2024-0014 и FNNN-2023-0001.

Для цитирования: Белокопытов В. Н., Жук Е. В. Климатическая изменчивость термохалинных характеристик Черного моря (1950–2023 годы) // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 6. С. 838–852. EDN VQXRRU.

Climatic Variability of the Black Sea Thermohaline Characteristics (1950–2023)

V. N. Belokopytov ✉, E. V. Zhuk

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

✉ v.belokopytov@gmail.com

Abstract

Purpose. The purposes of the study are to create a new climatic array of thermohaline fields in the Black Sea, to estimate (on its basis) the climate changes during the last decades and to compare them with the global climatic tendencies in the World Ocean.

Methods and Results. A new climate array of thermohaline fields in the Black Sea (MHI-2024) with a $1/6^\circ \times 1/4^\circ$ spatial grid has been created in Marine Hydrophysical Institute of RAS based on statistical processing of more than 123 thousand hydrological stations in 1950–2023 and using the methods of optimal interpolation. The climate atlas and the digital array are the open access products and can be used in climate studies, mathematical modeling, as well as in solving various applied problems. The deviations of initial data and averaged values from the climatic fields in the MHI-2024 array have constituted a basis for calculating the parameters of temporal variability at different scales and for forming the time series of average monthly/annual anomalies. It is revealed that after 2015, sea warming in the 0–100 m layer steadily exceeded the natural background of interannual variability, at that its maximal increase fell on the summer-autumn seasons. Since about 2010–2012, a sharp salinity growth has been observed which does not yet surpasses the standard deviation (SD) of interannual variability. The highest salinity increase in course of a seasonal cycle occurs in spring and autumn, i. e. when the water balance in the basin is maximal.

Conclusions. The Black Sea is related to the areas with the increased rates of climate changes, such as tropical parts of the World Ocean. The high temperature rise in the Black Sea over the past 40 years is the second in intensity as compared to that of the Arctic seas. Salinity growth in the Black Sea over a 70-year period is close to that in the areas of subtropical anticyclonic gyres, where over last 20 years, sharp salinification, atypical for the ocean, was observed. The current warm and saline stage of hydrologic state of the Black Sea is similar to the conditions in 1960–1970, but with greater oscillation amplitude. The obtained results are of a wide range of applications including the formation of general ideas on the carbon cycle mechanisms in the Azov-Black Sea basin.

Keywords: Black Sea, thermohaline structure, climatic array, climate change, global warming, salinity, water temperature

Acknowledgments: The study was carried out within the framework of state assignments of FSBSI FRC MHI on themes FNNN-2024-0014 and FNNN-2023-0001.

For citation: Belokopytov, V.N. and Zhuk, E.V., 2024. Climatic Variability of the Black Sea Thermohaline Characteristics (1950–2023). *Physical Oceanography*, 31(6), pp. 788–801.

Введение

В обширном наборе методов климатических исследований традиционным, основополагающим подходом остается расчет отклонений текущих значений гидрометеорологических элементов от климатических норм. Для океанографических характеристик, неравномерно распределенных во времени и пространстве, получение статистически достоверных климатических норм является более неопределенной задачей, чем для длительных рядов измерений на стационарных метеорологических станциях или результатов дистанционного зондирования Земли на регулярной основе.

При использовании в качестве общих показателей климатической изменчивости абсолютных или нормированных аномалий относительно многолетнего сезонного хода на оценку интенсивности происходящих крупномасштабных изменений будут влиять значения рассчитанных ранее климатических норм. Для Черного моря в последние 40 лет был создан ряд климатических массивов термохалинных полей: СО ГОИН [1], WOA-2018 [2, 3], MEDATLAS¹, SeaDataNet Climatology², МГИ-2004³⁻⁵ [4]. Эти массивы охватывают различные исторические периоды, поэтому их средние характеристики по-разному отражают влияние долгопериодных трендов и изменчивости в десятилетнем – междесятилетнем диапазоне.

В работах по климатической изменчивости в Черном море в основном описывались сами изменения характеристик термохалинной структуры вод и меньше внимания уделялось их отношению к климатическим средним и общему уровню межгодовой – междесятилетней изменчивости. В работах [5–7] рассматривались общие многолетние тенденции, в том числе и для современного периода резкого потепления верхнего слоя моря в конце XX – начале XXI в. Много исследований было посвящено процессам в холодном промежуточном слое (ХПС) [8–12], в которых было показано, что в последние годы вслед за потеплением в поверхностном слое этот характерный элемент термохалинной структуры черноморских вод (в его классическом определении как подповерхностный слой с температурой $\leq 8^{\circ}\text{C}$) стал исчезать уже к началу 2010-х гг. Неоднократно отмечался в литературе и медленный, постоянный рост температуры и солёности в слое постоянного пикноклина [1, 5].

Гораздо меньше в литературе освещались вопросы многолетних колебаний солёности Черного моря. Результаты экспедиционных наблюдений свидетельствуют, что начавшееся в 1980-х гг. снижение солёности поверхностного слоя, впервые отмеченное в работе [1], завершилось в целом к 2005–2010 гг. Начавшийся в дальнейшем общий рост содержания солей в море обсуждался специалистами большей частью в рамках научных конференций. Признаки начала осолонения бассейна можно найти лишь в отдельных работах, например на графиках временных рядов солёности в работе [11, рис. 5, с. 4812].

¹ MEDATLAS/2002 database. Mediterranean and Black Sea database of temperature salinity and bio-chemical parameters. Climatological Atlas / MEDAR Group. Institut Français de Recherche pour L'Exploitation de la Mer (IFREMER) and Instituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS). 2002. 4 CD-ROMs.

² Myroshnychenko V., Simoncelli S. SeaDataCloud Temperature and Salinity Climatology for the Black Sea (Version 2). Product Information Document. SeaDataCloud, 2020. 37 p. <https://doi.org/10.13155/77420>

³ Белокопытов В. Н. Термохалинная и гидролого-акустическая структура вод Черного моря : автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Севастополь : МГИ НАНУ, 2004. 24 с.

⁴ Океанографический атлас Чорного и Азовського морів / С. В. Симоненко [и др.]. Киев : ДУ «Держгидрографія», 2009. 365 с.

⁵ Экологический Атлас. Черное и Азовское моря / В. О. Мокиевский [и др.]. Москва : Фонд «НИР», 2019. 464 с.

Насущная необходимость проведения более точных и обоснованных оценок современных региональных климатических изменений и сопоставления их с глобальными тенденциями стимулирует работы по определению характеристик всего диапазона временной изменчивости и созданию новых версий климатических полей. Увеличение количества наблюдений в Черном море за последнее десятилетие позволяет повысить пространственное разрешение климатических массивов, которые имеют широкую область применения. В частности, оценки климатических аномалий, полученные на их основе, важны не только в качестве традиционных климатологических характеристик, а также для решения новых актуальных задач, таких как формирование общих представлений о механизмах цикла углерода в Азово-Черноморском бассейне.

Целью работы является оценка климатических изменений термохалинных характеристик Черного моря в последние десятилетия на основе отклонений от нового климатического массива и сравнение их с глобальными климатическими тенденциями в Мировом океане

Данные и методы исследования

Существующие климатические массивы Черного моря рассчитывались на основе данных для различных исторических периодов: СО ГОИН – до 1977 г., *MEDATLAS* – до 1997 г., МГИ-2004 – для 1923–2004 гг., *SeaDataNet* – для 1955–1994 гг., 1995–2019 гг. и 1955–2019 гг., из списка массивов *WOA*-2018 наиболее близки к современности периоды 1981–2010 и 2005–2017 гг.

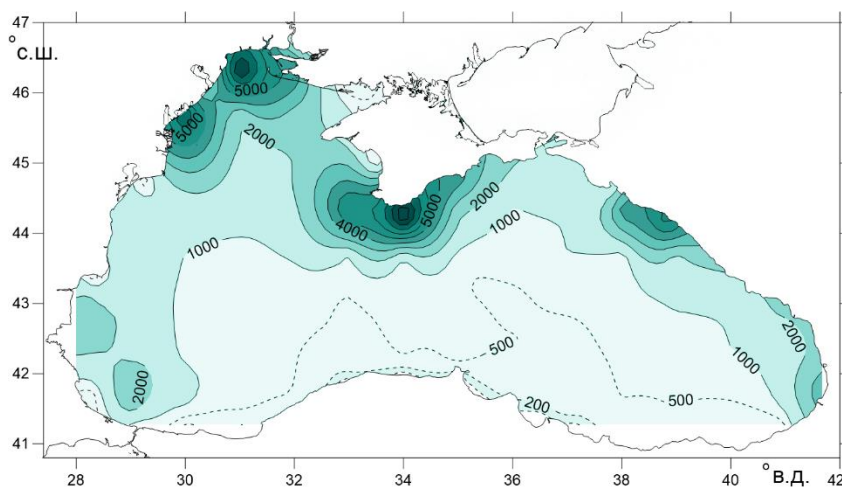
Для нового климатического массива (МГИ-2024) был выбран период 1950–2023 гг., который охватывает два климатических периода Всемирной метеорологической организации (ВМО): 1961–1990 гг. и 1991–2020 гг., а также близок к периодам количественных оценок долгопериодных изменений в Мировом океане из отчета Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) ⁶.

Существующие климатические массивы Черного моря кроме различных периодов осреднения имеют и различное пространственное разрешение: СО ГОИН – $2/3^\circ \times 1^\circ$ ($40' \times 60'$, 74×78 км), МГИ-2004 – комбинированную сетку $2/3^\circ \times 1^\circ$ ($40' \times 60'$, 74×78 км) и $1/3^\circ \times 1/5^\circ$ ($20' \times 30'$, 37×39 км – для более обеспеченных районов), *WOA*-2018 – $1^\circ \times 1^\circ$ (111×78 км) и $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ ($15' \times 15'$, 28×19 км), *SeaDataNet* – $1/8^\circ \times 1/8^\circ$ ($7,5' \times 7,5'$, 14×10 км), *MEDATLAS* – 958 неравномерно расположенных узлов. Для создания массива МГИ-2024 была выбрана сетка $1/6^\circ \times 1/4^\circ$ ($10' \times 15'$, 19×19 км) как компромисс между стремлением к более высокому, равномерному пространственному разрешению и необходимостью учета значительной разности в количестве данных между северной и южной частями моря (рис. 1).

Основой массива МГИ-2024 послужили 123533 вертикальных профиля температуры и солёности, собранные для периода 1950–2023 гг. из банка океанографических данных Морского гидрофизического института РАН (БОД

⁶ Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds. V. Masson-Delmotte [et al.]. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA : Cambridge University Press, 2021. 2391 p. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>

МГИ)⁷, информационных ресурсов *SeaDataNet*⁸ и баз данных буев-профилемеров *Argo*⁹. Все профили температуры и солёности прошли контроль качества на основе стандартных океанографических тестов и статистических критериев (3σ). Для расчёта климатических полей в глубинных слоях использовались данные CTD-зондов (начиная с 1990-х гг.) и буев *Argo* после 2010 г. (когда стабильность измерительных датчиков солёности на протяжении длительного дрейфа значительно улучшилась), всего 28885 станций для данного периода.



Р и с. 1. Количество гидрологических станций в Черном море за период 1950–2023 гг. в квадрантах $2/3^\circ \times 1^\circ$ ($40' \times 60'$)

F i g. 1. Amount of oceanographic stations in the Black Sea in the $2/3^\circ \times 1^\circ$ ($40' \times 60'$) “quadrants” over 1950–2023

Методическая основа расчёта существующих климатических массивов также различна: в массиве СО ГОИН использовались сплайн-функции и стандартные статистические методы, в *WOD-18* и *МГИ-2004* – метод последовательных приближений [13, 14], в *MEDATLAS* [15] и *SeaDataNet* [16] (*divand* вер. 2.6.4) – вариационные обратные методы.

Методика расчёта климатического массива МГИ-2024 состояла в последовательном выполнении трёх этапов.

На первом, самом длительном этапе для регуляризации пространственно-временной неоднородности исходных данных и фильтрации мезомасштабной изменчивости формировался начальный массив среднедекадных (10 сут) значений для всего периода наблюдений на сетке $10' \times 15'$ [17]. Использовался метод оптимальной интерполяции¹⁰ [18] с допущением изотропности пространственной коррелированности термохалинных полей в Черном море [19,

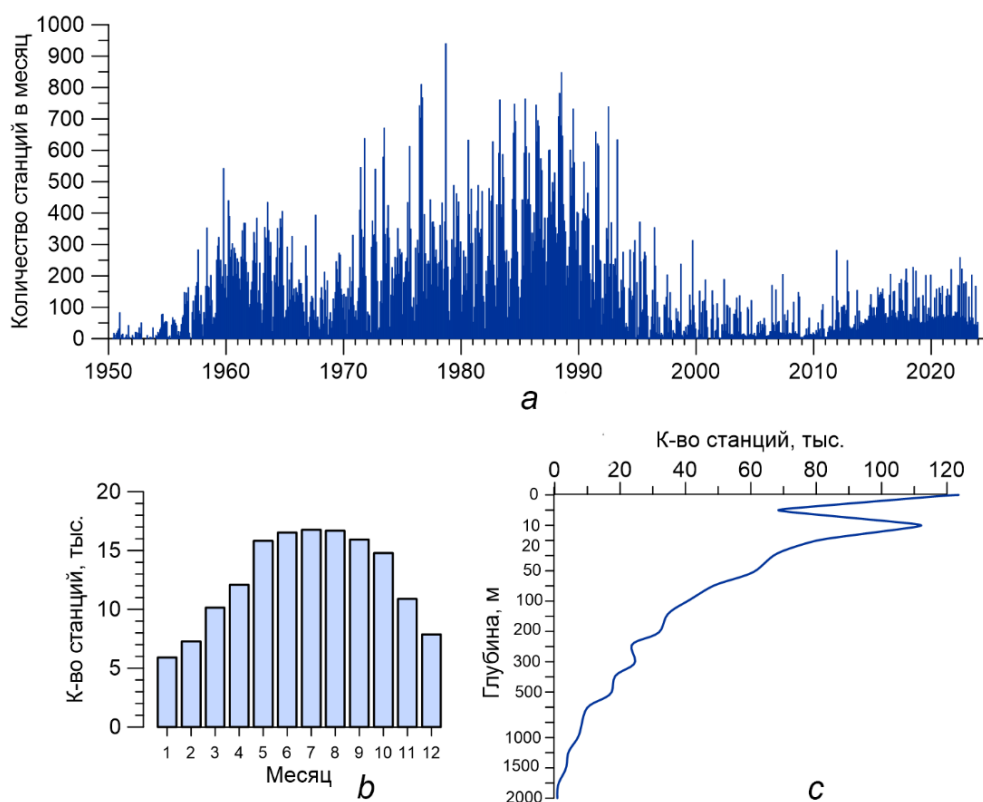
⁷ Черное море: гидрология – 2018 : база данных / Е. А. Годин [и др.]; ФГБУН ФИЦ «Морской гидрофизический институт РАН». Электрон. дан. Москва, 2019. № гос. регистрации № 2019621008. EDN PUGLGR.

⁸ URL: <https://cdi.seadatanet.org/search> (date of access: 16.03.2023).

⁹ URL: <https://www.coriolis.eu.org/Data-Products/Data-selection> (date of access: 29.12.2023).

¹⁰ Гандин Л. С. Объективный анализ метеорологических полей. Ленинград : Гидрометеоздат, 1963. 287 с.

20] и автокорреляционной функции из работы [19]. В сравнении с исходной информацией (рис. 2, *a*) интерполированные данные имеют более равномерное распределение, тем не менее периоды до 1957 г. и 1997–2013 гг. остаются наименее обеспеченными данными наблюдений. Относительная доля покрытия акватории Черного моря данными, сведенными в узлы сетки $10' \times 15'$, в эти годы не превышает 10–15% в месяц (рис. 3).



Р и с. 2. Количество гидрологических станций в Черном море за период 1950–2023 гг.: распределение по годам и месяцам (*a*), по месяцам (*b*), по глубине (*c*)

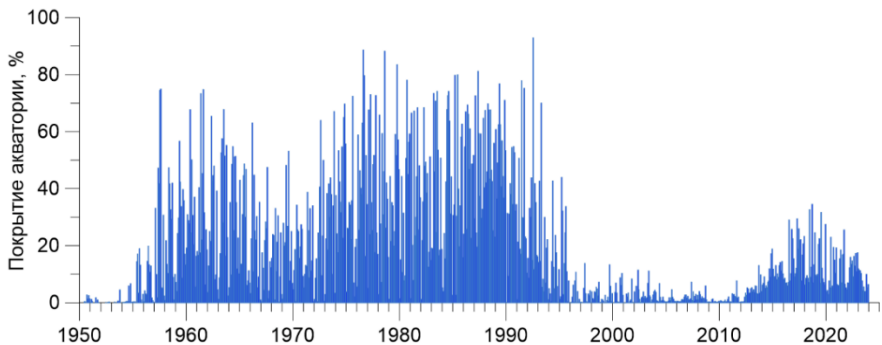
Fig. 2. Amount of oceanographic stations in the Black Sea over 1950–2023: distribution by years and months (*a*), months (*b*) and depth (*c*)

На втором этапе по среднедекадным величинам в узлах сетки рассчитывались среднемесячные значения за каждый год, затем вычислялись климатические среднемесячные значения как средние арифметические из имеющихся в период 1950–2023 гг.

На третьем этапе полученные средние поля сглаживались гауссовским фильтром с радиусом 3–5 узлов сетки с 2–6 итерациями в зависимости от обеспеченности данными и уровня внутрисезонной изменчивости.

Результирующий климатический массив содержит среднемесячные поля температуры и солености (до 350 м) и среднегодовые поля (начиная с 400 м) на 67 горизонтах: через 5 м в слое 0–100 м с последовательным увеличением

далее вертикального шага от 10 до 200 м. Климатический атлас и цифровой массив размещены на сайте БОД МГИ ¹¹ (для открытого доступа с 01.01.2025 г.).



Р и с. 3. Относительная доля покрытия акватории Черного моря (%) в месяц данными наблюдений температуры и солёности, сведёнными на сетку $10' \times 15'$ методом оптимальной интерполяции
Fig. 3. Relative share of monthly coverage (%) of the Black Sea water area by temperature and salinity observation data reduced to a $10' \times 15'$ grid by the optimal interpolation method

Т а б л и ц а 1
Table 1

Качественные оценки различий пространственной структуры полей температуры воды для февраля и августа в массивах МГИ-2004, WOD-18, SeaDataNet в сравнении с массивом МГИ-2024
Qualitative assessments of distinctions in spatial structure of water temperature fields for February and August in the MHI-2004, WOD-18 and SeaDataNet arrays as compared to the MHI-2024 array

Глубина, м / Depth, m	Месяц / Month	МГИ-2004 (1923–2004) / МНН-2004 (1923–2004)	WOD-18 (1981–2010)	SeaDataNet (1955–2019)
0	2	–	+	–
50	2	–	+	–
100	2	+	+	×
0	8	+	+	–
50	8	+	–	–
100	8	+	+	–
500	8	–	–	–
1000	8	–	–	+

П р и м е ч а н и е: здесь и в табл. 2 знак **+** означает качественное соответствие пространственной структуры полей и близкие количественные значения; **×** – качественное соответствие пространственной структуры полей с существенной разницей количественных значений; **–** несоответствие пространственной структуры полей и количественных значений.

Note: here and in table 2, **+** means qualitative correspondence between the field spatial structures and the close quantitative values; **×** – qualitative correspondence between the field spatial structures and the significant difference of quantitative values; **–** – discrepancy between the field spatial structures and the quantitative values.

¹¹ Климатический атлас Черного моря (МГИ-2024) : набор данных. Данные в формате netCDF // Банк океанографических данных : сайт. 01.01.2025. URL: http://bod-mhi.ru/ru/climaticAtlas_2024.shtml (дата обращения: 31.12.2024).

Сравнение массива МГИ-2024 с имеющимися аналогами показывает, что их отличия в пространственной структуре гидрологических полей (расположение минимумов и максимумов, сезонная конфигурация циклонических круговоротов) не имеют явно выраженного систематического характера, они различны по сезонам года и глубинам. В табл. 1, 2 представлены качественные оценки различий между массивами на примере февраля и августа как центральных месяцев гидрологических сезонов. Несмотря на практически одинаковый период осреднения с *SeaDataNet*, массив МГИ-2024 в целом имеет большее сходство с *WOD-18* и МГИ-2004, хотя исторические периоды в них совпадают лишь частично. Скорее всего, это обусловлено большей традиционностью подходов при создании указанных массивов, чем при создании *SeaDataNet*. Учитывая то обстоятельство, что благодаря международному обмену гидрометеорологической информацией набор доступных исходных океанографических данных практически одинаков, выбор методики вычислений является определяющим фактором для воспроизведения особенностей пространственной структуры полей.

Т а б л и ц а 2
T a b l e 2

**Качественные оценки различий пространственной структуры полей
солёности для февраля и августа в массивах МГИ-2004, WOD-18,
SeaDataNet в сравнении с массивом МГИ-2024**
**Qualitative assessments of distinctions in spatial structure of salinity fields
for February and August in the MHI-2004, WOD-18 and SeaDataNet arrays
as compared to the MHI-2024 array**

Глубина, м / Depth, m	Месяц / Month	МГИ-2004 (1923–2004) / МHI-2004 (1923–2004)	WOD-18 (1981–2010)	SeaDataNet (1955–2019)
0	2	+	+	+
100	2	+	–	–
200	2	×	–	–
0	8	+	+	×
100	8	+	–	×
200	8	+	–	×
500	8	+	+	×
1000	8	–	–	–

Отдельно следует отметить проблему надежности количественных оценок в глубинных слоях Черного моря, где пространственно-временная изменчивость термохалинных характеристик резко снижается. Среднеквадратические отклонения рядов температуры и солёности для всего периода наблюдений, начиная с нижней части основного пикноклина, не превышают 10^{-1}°C и единиц солёности, а для отдельных судовых съёмок или периодов работы конкретных буев-профилемеров они находятся в пределах 10^{-3} – 10^{-2}°C и единиц солёности. При такой однородности термохалинных полей инструментальные и систематические погрешности измерений сопоставимы с естественной изменчивостью, при этом влияние выбросов или несвоевременности поверки приборов

резко возрастает. Выбор достоверных по метрологическим стандартам данных глубоководных измерений очень субъективен, а жесткая фильтрация значений уменьшает их количество, необходимое для надежных оценок средних величин. В связи с этим во всех рассматриваемых массивах, включая МГИ-2024, пространственная структура средних термохалинных полей на глубинах > 1000 м может рассматриваться лишь как ориентировочная. Это относится также и к среднегодовым полям, не говоря уже о среднемесячных значениях, которые представлены в *WOD-18* и *SeaDataNet*. Наибольшую достоверность имеют только осредненные по всей глубоководной акватории вертикальные профили из тщательно отфильтрованных данных, полученных современными измерительными средствами.

Еще одна проблема, часто возникающая при расчетах климатических массивов, – появление искусственных вертикальных инверсий при несогласованном пространственном сглаживании полей на различных горизонтах. При создании массива МГИ-2024 для устранения подобных артефактов на третьем этапе расчетов применялась итерационная процедура контроля наличия инверсий плотности с последующим увеличением/уменьшением радиуса и количества итераций сглаживания на различных горизонтах.

На основе отклонений исходных данных и среднедекадных значений от климатических полей были рассчитаны оценки интенсивности временной изменчивости для различных масштабов:

- сезонной изменчивости $D[X_{mc}]$,
- межгодовой – междесятилетней изменчивости $D[X'_m]$,
- синоптической изменчивости $D[X'_s]$,
- мезомасштабной изменчивости $D[X'] - (D[X'_m] + D[X'_s])$,
- внутрисезонной изменчивости $D[X']$, под которой подразумевается общая изменчивость за вычетом сезонного хода, т. е. суммы мезомасштабной, синоптической и более низкочастотной (от межгодовой до междесятилетней) изменчивости. Здесь

D – оператор дисперсии;

X – исходные данные измерений;

X_{mc} – климатический среднемесячный сезонный ход;

$X'_m = M[X'_d]$ – среднемесячные аномалии,

M – оператор математического ожидания,

$X'_d = X_d - X_{mc365}$ – среднедекадные аномалии (от климатического сезонного хода и линейного тренда (на глубинах > 100 м)),

X_d – среднедекадные значения (за 10 сут),

X_{mc365} – климатический среднемесячный сезонный ход, аппроксимированный на каждый день года двумя гармониками;

$X'_s = X'_d - X'_m$ – синоптические аномалии,

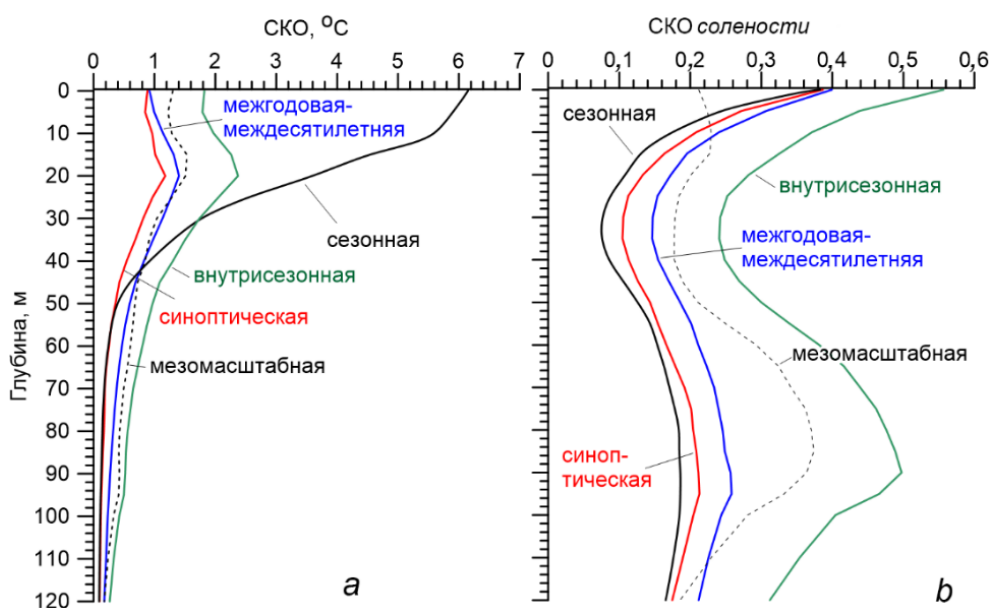
$X'_d = X_d - X_{mc365}$ – среднедекадные аномалии (от климатического сезонного хода и линейного тренда (на глубинах > 100 м)).

Оценки интенсивности межгодовой – междесятилетней изменчивости необходимы для определения значимости долгопериодных климатических аномалий, оценки общей внутрисезонной изменчивости – для фильтрации из-

меренных и рассчитанных значений, оценки синоптической и мезомасштабной изменчивости могут учитываться при исследованиях процессов соответствующих масштабов.

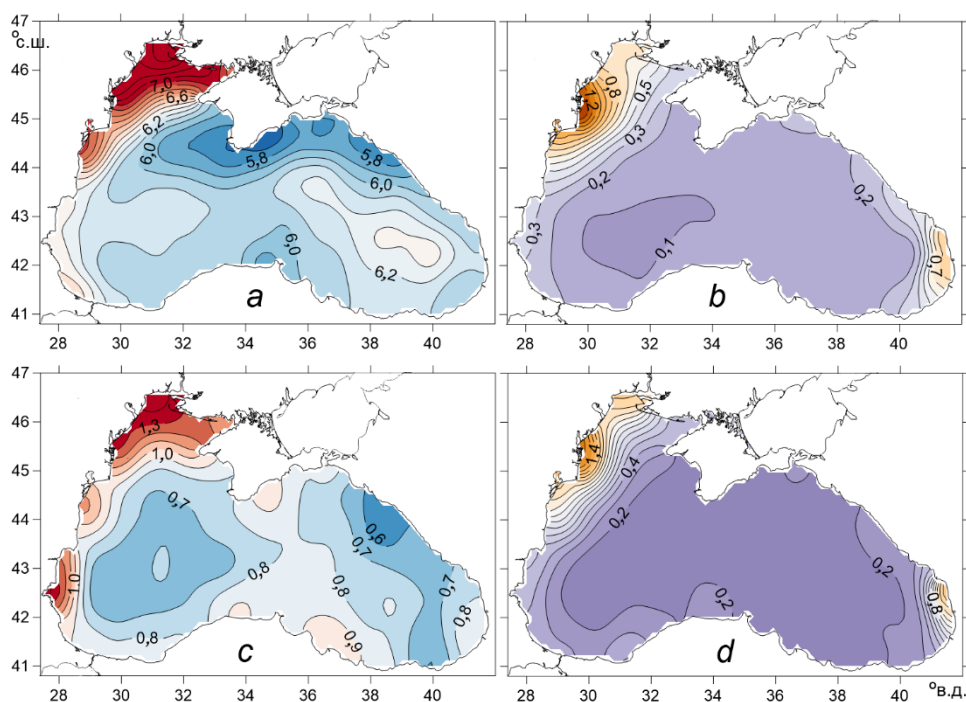
Обсуждение результатов

Среднее по Черному морю вертикальное распределение оценок временной изменчивости температуры воды (рис. 4, *a*), как и описывалось ранее в литературе [21], характеризуется одним максимумом: для сезонного хода – на поверхности моря, для остальных диапазонов изменчивости – в слое сезонного термоклина. Для солёности (рис. 4, *b*) все виды временной изменчивости имеют два максимума: первый – на поверхности моря и второй – в основном галоклине. По сравнению с работой [21] возросла оценка амплитуды сезонного хода солёности в поверхностном слое моря, а также увеличилась оценка вклада мезомасштабной изменчивости температуры и солёности, что связано, скорее всего, с тем, что ранее она определялась по достаточно небольшому количеству многосуточных станций. Пространственное распределение сезонной изменчивости в Черном море соответствует традиционным представлениям [1, 21], в новых оценках более детально представлена южная часть моря (рис. 5).



Р и с. 4. Вертикальное распределение средних по Черному морю оценок временной изменчивости различных масштабов для температуры воды (*a*) и солёности (*b*)

F i g. 4. Vertical distribution of the Black Sea average estimates of temporal variability of different scales for water temperature (*a*) and salinity (*b*)



Р и с. 5. Пространственное распределение оценок временной изменчивости на поверхности моря: сезонное (a) и внутрисезонное (c) СКО температуры воды; сезонное (b) и внутрисезонное (d) СКО солёности

Fig. 5. Spatial distribution of temporal variability estimates on the sea surface: seasonal (a) and intra-seasonal (c) water temperature SD; seasonal (b) and intra-seasonal (d) salinity SD

Для оценки масштаба региональных климатических изменений были рассчитаны среднемесячные и среднегодовые аномалии температуры и солёности относительно климатического сезонного хода в узлах регулярной сетки массива МГИ-2024 (рис. 6, 7). Отношение текущих аномалий к СКО межгодовой – междесятилетней изменчивости характеризует относительную интенсивность климатических изменений.

После относительного похолодания 1980–1990-х гг. в поле температуры вод Черного моря преобладают положительные среднегодовые аномалии (рис. 6, a). В поверхностном слое превышение межгодового СКО ($1,0^{\circ}\text{C}$) в отдельные годы отмечается с 2000 г., после 2015 г. потепление уже устойчиво превышает средний фон межгодовой изменчивости. На горизонте 50 м (ХПС) превышение аномалиями температуры межгодового СКО ($0,6^{\circ}\text{C}$) в отдельные годы начинает проявляться с 2010 г., устойчиво – с 2015 г., что часто отмечается в литературе как выход ХПС за границы изотермы 8°C . Следует отметить, что превышение температуры ядра ХПС 8°C не является чрезвычайно редким явлением, временами оно происходило и ранее (в конце 1930-х и в 1962–1972 гг.).

Также начиная с 2015 г. устойчивое превышение межгодового СКО ($0,2^{\circ}\text{C}$) наблюдается на горизонте 100 м. Глубже 150 м продолжается устойчивый многолетний рост температуры воды, прослеживаемый с самого начала океанографических наблюдений в Черном море. Наибольший сезонный рост

температуры в поверхностных слоях происходит в летне-осенний период, когда скорость потепления в 1,5–2 раза выше, чем в зимне-весенний сезон (рис. 7, а).

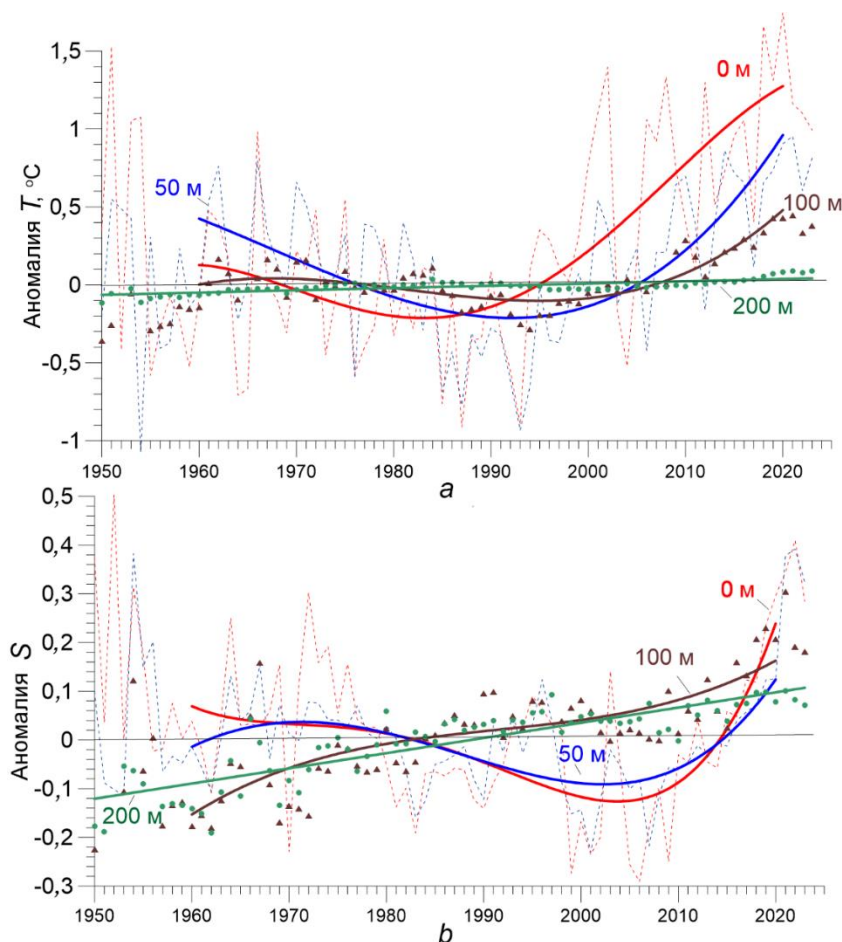
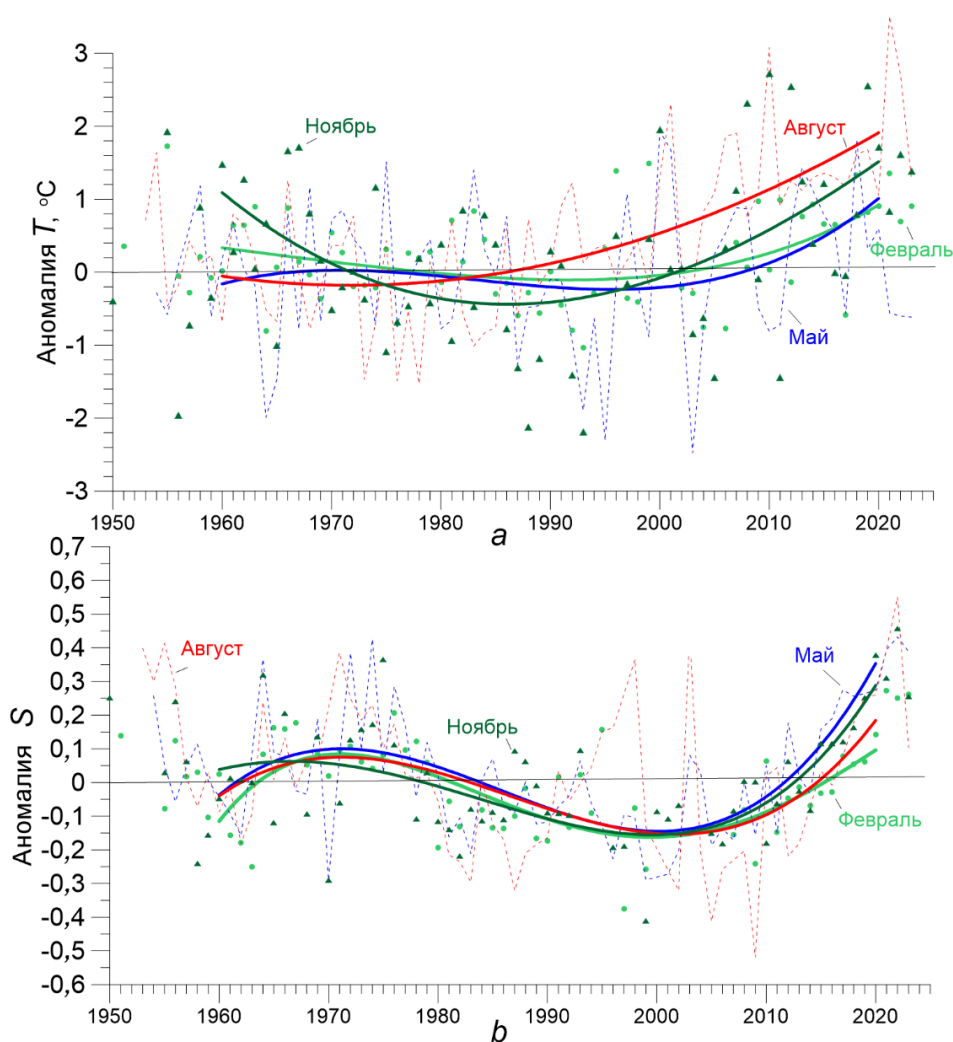


Рис. 6. Временной ход средних по Черному морю среднегодовых аномалий от климатического сезонного хода за период 1950–2023 гг. на различных горизонтах: для температуры воды (а) и солёности (b). Тонкие штриховые линии и символы отображают значения аномалий, жирные линии – аппроксимацию полиномами; разными цветами выделены отдельные горизонты

Fig. 6. Time-series of the Black Sea average annual anomalies relative to climatic seasonal variations at different depths for 1950–2023: water temperature (a) and salinity (b). Thin dashed lines and symbols show the anomaly values, thick lines – the polynomial approximation; individual depths are highlighted in different colors

После периода распреснения поверхностных слоев Черного моря в 1980–2010 гг. примерно с 2010–2012 гг. наблюдается резкий рост солёности (рис. 6, b). Среднегодовые аномалии тем не менее пока еще не превышают межгодового СКО солёности (0,4) и сопоставимы по величине с положительными аномалиями 1950–1970 гг. Качество измерения солёности в гидрологических съемках 1950-х гг. может вызывать сомнения, тем не менее измерения на морских гидрометеостанциях также свидетельствуют о высоких значениях солёности в тот период.



Р и с. 7. Временной ход средних по Черному морю среднемесячных аномалий от климатического сезонного хода за период 1950–2023 гг. на поверхности моря в центральные месяцы гидрологических сезонов года: для температуры воды (*a*) и солёности (*b*). Тонкие штриховые линии и символы отображают значения аномалий, жирные линии – аппроксимацию полиномами, разными цветами выделены отдельные месяцы

F i g. 7. Time-series of the Black Sea average monthly anomalies relative to climatic seasonal variations on the sea surface in the mid months of hydrological seasons for 1950–2023: water temperature (*a*) and salinity (*b*). Thin dashed lines and symbols show the anomaly values, thick lines – the polynomial approximation; individual months are highlighted in different colors

Межгодовые – междесятилетние тенденции для ХПС (горизонт 50 м) и поверхностного слоя аналогичны, в основном галоклине (≥ 75 м) продолжается постоянное долговременное увеличение солёности. Наибольший сезонный рост солёности в поверхностных слоях происходит весной и осенью, в месяцы положительной фазы водного баланса бассейна, что свидетельствует о его общем снижении и переходе региона к более засушливым условиям (рис. 7, *b*).

Заключение

По сравнению с глобальными оценками скорости климатического потепления за период 1950–2020 гг. линейный тренд роста температуры в поверхностном слое Черного моря ($0,2^{\circ}\text{C}/10$ лет) в целом выше среднего по Мировому океану. По этому показателю Черное море относится к районам с повышенной скоростью потепления, таким как тропические части Атлантики, Индийского океана и западной половины Тихого океана. В то же время черноморский тренд за 70-летний период не достигает таких высоких показателей, как в арктических морях, в зоне взаимодействия Гольфстрим-Лабрадорское течение или в Фолклендском течении. В период 1980–2020 гг. рост поверхностной температуры в Черном море значительно усилился и составил $0,5^{\circ}\text{C}/10$ лет, уступая только трендам в арктических районах.

По сравнению с глобальными климатическими тенденциями в изменениях солёности за период 1950–2020 гг. черноморский тренд в поверхностном слое $0,03/10$ лет соответствует положительным трендам в районах с высокой солёностью, в частности в крупномасштабных субтропических круговоротах. Такая скорость резкого осолонения, как в Черном море в период 2000–2020 гг. ($0,18/10$ лет), в целом не характерна для океана. Подобные быстрые процессы присущи внутренним морям с ограниченным внешним водообменом, сильно зависящим от регионального баланса пресных вод.

В последовательности десятилетних колебаний общего гидрологического состояния Черного моря наступившая теплая и соленая фаза аналогична условиям 1960–1970 гг., но с большей амплитудой колебаний. И текущее состояние, и период 1960–1970 гг., в свою очередь, следуют за предшествующими им более холодными и менее солеными фазами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гертман И. Ф. Термохалинная структура вод моря // Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV. Черное море. Вып. 1 : Гидрометеорологические условия / под ред. А. И. Симонова, Э. Н. Альтмана. Санкт-Петербург : Гидрометеоиздат, 1991. С. 146–195.
2. NOAA Atlas NESDIS 81. World Ocean Atlas 2018. Volume 1: Temperature / R. A. Locarnini [et al.]; techn. ed. A. Mishonov. Silver Spring, MD, USA : NOAA. 2019. 52 p. https://data.nodc.noaa.gov/woa/WOA18/DOC/woa18_vol1.pdf
3. NOAA Atlas NESDIS 82. World Ocean Atlas 2018. Volume 2: Salinity / M. M. Zweng [et al.]; techn. ed. A. Mishonov. Silver Spring, MD, USA : NOAA, 2019. 50 p. https://data.nodc.noaa.gov/woa/WOA18/DOC/woa18_vol2.pdf
4. Digital atlas and evaluation of the influence of inter-annual variability on climate analyses / A. M. Suvorov [et al.] // Oceans 2003. Celebrating the Past ... Teaming Toward the Future. San Diego, CA, USA. IEEE, 2003. Vol. 2. P. 990–995. (IEEE Cat. No. 03CH37492). <https://doi.org/10.1109/OCEANS.2003.178468>
5. Полонский А. Б., Шокурова И. Г., Белокопытов В. Н. Десятилетняя изменчивость температуры и солёности в Черном море // Морской гидрофизический журнал. 2013. № 6. С. 27–41. EDN TGIHVH.
6. Black Sea thermohaline properties: Long-term trends and variations / S. Miladinova [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2017. Vol. 122, iss. 7. P. 5624–5644. <https://doi.org/10.1002/2016JC012644>
7. Полонский А. Б., Серебренников А. Н. Изменение характера температурных аномалий поверхности Черного моря в период потепления конца 20-го – начала 21-го вв. // Исследование Земли из космоса. 2023. № 6. С. 118–132. EDN DGILDM. doi:10.31857/S0205961423060064

8. Белокопытов В. Н. Межгодовая изменчивость обновления вод холодного промежуточного слоя Черного моря в последние десятилетия // Морской гидрофизический журнал. 2010. № 5. С. 33–41. EDN TOERWX.
9. Untangling spatial and temporal trends in the variability of the Black Sea Cold Intermediate Layer and mixed Layer Depth using the DIVA detrending procedure / A. Capet [et al.] // Ocean Dynamics. 2014. Vol. 64, iss. 3. P. 315–324. <https://doi.org/10.1007/s10236-013-0683-4>
10. Formation and changes of the Black Sea cold intermediate layer / S. Miladinova [et al.] // Progress in Oceanography. 2018. Vol. 167. P. 11–23. <https://doi.org/10.1016/j.pocan.2018.07.002>
11. Stanev E. V., Peneva E., Chtirkova B. Climate Change and Regional Ocean Water Mass Disappearance: Case of the Black Sea // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2019. Vol. 124, iss. 7. P. 4803–4819. <https://doi.org/10.1029/2019JC015076>
12. Полонский А. Б., Новикова А. М. Долгопериодная изменчивость характеристик холодного промежуточного слоя в Черном море и ее причины // Метеорология и гидрология. 2020. № 10. С. 29–37. EDN YCSZMV.
13. Cressman G. P. An Operational Objective Analysis Scheme // Monthly Weather Review. 1959. Vol. 87, iss. 10. P. 367–374. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1959\)087<0367:AOOAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1959)087<0367:AOOAS>2.0.CO;2)
14. Barnes S. L. A Technique for Maximizing Details in Numerical Weather Map Analysis // Journal of Applied Meteorology and Climatology. 1964. Vol. 3, iss. 4. P. 396–409. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1964\)003<0396:ATFMDI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1964)003<0396:ATFMDI>2.0.CO;2)
15. A numerically efficient data analysis method with error map generation / M. Rixen [et al.] // Ocean Modelling. 2000. Vol. 2, iss. 1–2. P. 45–60. [https://doi.org/10.1016/S1463-5003\(00\)00009-3](https://doi.org/10.1016/S1463-5003(00)00009-3)
16. divand-1.0: *n*-dimensional variational data analysis for ocean observations / A. Barth [et al.] // Geoscientific Model Development. 2014. Vol. 7, iss. 1. P. 225–241. <https://doi.org/10.5194/gmd-7-225-2014>
17. Белокопытов В. Н. Ретроспективный анализ термохалинных полей Черного моря на основе методов эмпирических ортогональных функций // Морской гидрофизический журнал. 2018. № 5. С. 412–421. EDN YMQLYT. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2018-5-412-421>
18. Bretherton F. P., Davis R. E., Fandry C. B. A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73 // Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts. 1976. Vol. 23, iss. 7. P. 559–582. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(76\)90001-2](https://doi.org/10.1016/0011-7471(76)90001-2)
19. Григорьев А. В., Иванов В. А., Капустина Н. А. Корреляционная структура термохалинных полей Черного моря в летний сезон // Океанология. 1996. Т. 36, № 3. С. 364–369.
20. Полонский А. Б., Шокурова И. Г. Статистическая структура крупномасштабных полей температуры и солености в Черном море // Морской гидрофизический журнал. 2008. № 1. С. 51–65. EDN YORJZR.
21. Иванов В. А., Белокопытов В. Н. Океанография Черного моря. Севастополь, 2011. 212 с. EDN XPERZR.

Об авторах:

Белокопытов Владимир Николаевич, ведущий научный сотрудник, заведующий отделом океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор географических наук, **WoS ResearcherID: ABA-1230-2020, ORCID ID: 0000-0003-4699-9588, Scopus Author ID: 6602381894, SPIN-код: 5697-5700, v.belokopytov@gmail.com**

Жук Елена Владимировна, младший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **SPIN-код: 3814-6300, ORCID ID: 0000-0002-4263-7734, WoS ResearcherID: JCD-8660-2023, Scopus Author ID: 57191412660, alenixx@gmail.com**

«Цветение» кокколитофорид в Черном море по данным дистанционного зондирования в 1998–2023 годах: интенсивность и частота

Т. Я. Чурилова^{1, ✉}, В. В. Суслин², О. В. Кривенко¹

¹ Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН, Севастополь, Россия

² Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
✉ tanya.churilova@gmail.com

Поступила в редакцию 22.07.2024; одобрена после рецензирования 31.07.2024;
принята к публикации 12.09.2024.

Аннотация

Цель. Мониторинг массового развития, или так называемого цветения, кокколитофорид актуализируется в связи с влиянием этого процесса на биогеохимические циклы. Проанализированы частота, интенсивность и площадь «цветения» *Gephyrocapsa huxleyi* в различных районах Черного моря, оценено влияние условий среды на интенсивность «цветения» и межгодовую изменчивость.

Методы и результаты. На основе спутниковых данных с использованием региональных алгоритмов были восстановлены значения концентрации хлорофилла *a*, показателя рассеяния света назад взвешенным веществом и показателя поглощения света окрашенным неживым веществом с двухнедельным осреднением для разных районов Черного моря с 1998 по 2023 г. Использование нормализованных аномалий позволило установить годовые циклы изменчивости этих параметров, выявить общие закономерности и особенности вариабельности в отдельных районах моря.

Выводы. Установлено, что в начале июня во всех районах моря регулярно наблюдается массовое развитие *Gephyrocapsa huxleyi*, для которого характерна межгодовая изменчивость интенсивности и площади «цветения». Высокая освещенность в верхнем перемешанном слое моря является ключевым фактором сдвига в структуре фитопланктонного сообщества и перехода к доминированию и «цветению» *Gephyrocapsa huxleyi* благодаря физиологически детерминированной способности этих водорослей расти без угнетения при крайне высокой интенсивности света, ингибирующей рост других водорослей. В большинстве районов Черного моря летнее «цветение» *Gephyrocapsa huxleyi* не сопровождается увеличением биомассы фитопланктона, изменяется только структура сообщества. Исключение составляют прибрежные воды в зоне влияния речного стока, где «цветение» наблюдается на фоне повышения биомассы фитопланктона. В холодный период года (декабрь, февраль) в прибрежных водах иногда наблюдается увеличение численности *Gephyrocapsa huxleyi*, которое может быть связано с уменьшением биогенной обеспеченности на фоне ослабления берегового стока и/или стабилизации водного столба. Снижение обеспеченности фитопланктона питательными веществами способствует конкурентному росту кокколитофорид в сравнении с другими видами фитопланктона. Развитие *Gephyrocapsa huxleyi* в разные сезоны года может отражать генетическую и физиологическую пластичность *Gephyrocapsa huxleyi*.

Ключевые слова: кокколитофориды, *Gephyrocapsa huxleyi*, *Emiliania huxleyi*, «цветение» кокколитофорид, цветение воды, концентрация хлорофилла, рассеяние света, поглощение света, окрашенное неживое вещество, дистанционное зондирование, Черное море

© Чурилова Т. Я., Суслин В. В., Кривенко О. В., 2024

Благодарности: исследования частоты, интенсивности и площади «цветения» *G. huxleyi* в различных районах моря выполнены в рамках государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ по теме № FNNN-2023-0001, внутригодовой и межгодовой изменчивости биооптических показателей вод – в рамках государственного задания ФИЦ ИНБЮМ по теме № 124030100106-2, получение многолетних рядов данных на основе спутниковых данных с использованием региональных алгоритмов – в рамках государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ по теме № FNNN-2024-0012.

Для цитирования: Чурилова Т. Я., Суслин В. В., Кривенко О. В. «Цветение» кокколитофорид в Черном море по данным дистанционного зондирования в 1998–2023 годах: интенсивность и частота // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 6. С. 853–877. EDN QNNWJO.

Original article

“Bloom” of Cocolithophores in the Black Sea Based on Remote Sensing Data Obtained in 1998–2023: Intensity and Frequency

T. Ya. Churilova ^{1, ✉}, V. V. Suslin ², O. V. Krivenko ¹

¹ A. O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

² Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
✉ tanya.churilova@gmail.com

Abstract

Purpose. Monitoring of coccolithophore “blooms” is becoming increasingly important due to their influence on the biogeochemical cycles. The purpose of the study is to analyze the frequency, intensity and area of *Gephyrocapsa huxleyi* “bloom” in different sub-regions of the Black Sea, as well as to assess the affect of environmental factors on the intensity and interannual variability of “bloom”.

Methods and Results. Based on the satellite data and using the regional algorithms, the values of chlorophyll *a* concentration, the particulate backscattering coefficient and the coefficient of light absorption by colored detrital matter were retrieved with a two-week averaging for different Black Sea sub-regions for the period 1998–2023. Application of the normalized anomalies made it possible to reveal the annual cycles of variability of these parameters, as well as to identify their common patterns and variability features in particular sub-regions of the sea.

Conclusions. It has been revealed that in early June in all the regions of the sea, the “bloom” of *Gephyrocapsa huxleyi* was regularly observed; at that it was characterized by a year-to-year variability in its intensity and area. High light intensity in the sea upper mixed layer is a key factor for a shift in the phytoplankton species structure and for the transition to *Gephyrocapsa huxleyi* dominance and “bloom” due to the physiologically determined capacity for of these algae to grow at an extremely high light intensity with no inhibition, whereas at similar light conditions the growth of other plankton microalgae is suppressed. In most sub-regions of the Black Sea, the “bloom” of *Gephyrocapsa huxleyi* is not followed by an increase in the phytoplankton biomass, only species structure of phytoplankton changes. The exception is the coastal waters affected by the river runoffs: the “bloom” there is observed when the phytoplankton biomass increases. In the coastal waters during a cold period (December, February), the *Gephyrocapsa huxleyi* abundance sometimes increases due to a decrease of nutrient supply that results from weakening of the river runoffs and/or increasing stability of the water column. Decrease in phytoplankton supply with nutrients contributes to the competitive growth of coccolithophores as compared to other types of phytoplankton. The development of *Gephyrocapsa huxleyi* “bloom” in different seasons can reflect its genetic and physiological plasticity.

Keywords: coccolithophores, *Gephyrocapsa huxleyi*, *Emiliania huxleyi*, coccolithophore “bloom”, water bloom, chlorophyll concentration, light scattering, light absorption, colored detrital matter, remote sensing, Black Sea

Acknowledgments: The frequency, intensity and area of *Gephyrocapsa huxleyi* “bloom” in different sub-regions of the Black Sea were studied within the framework of state assignment of FSBSI FRC

MHI on theme No. FNNN-2023-0001, annual and interannual variability of bio-optical water features – within the framework of state assignment of FRC IBSS on theme No. 124030100106-2, the long-term data series were obtained based on satellite data and using the regional algorithms within the framework of state assignment of FSBSI FRC MHI on theme No. FNNN-2024-0012.

For citation: Churilova, T.Ya., Suslin, V.V. and Krivenko, O.V., 2024. “Bloom” of Coccolithophores in the Black Sea Based on Remote Sensing Data Obtained in 1998–2023: Intensity and Frequency. *Physical Oceanography*, 31(6), pp. 802-825.

Введение

Кокколитофори́ды (*Coccolothophyceae*) – это планктонные гаптофитовые водоросли, повсеместно распространенные в Мировом океане [1], отличительным признаком которых являются покрывающие всю поверхность клетки известковые (CaCO_3) пластинки – кокколиты. Наиболее изученным видом этой группы является *Gephyrocapsa huxleyi* (Lohmann) P.Reinhardt, 1972 syn. *Emiliania huxleyi* (Lohmann) W.W.Hay & H.Mohler 1967¹. Массовое развитие этого вида периодически фиксируется в разных районах океана и приводит к мощному цветению моря, покрывающему площади в сотни тысяч квадратных километров [1, 2].

Кокколитофори́ды являются важными продуцентами органического вещества в океане, их долю в первичной продукции оценивают в 1–10 %, они также играют ключевую роль в образовании CaCO_3 и формировании известковых донных отложений [3, 4]. С накоплением коккосфер и отдельных кокколитов в воде существенно изменяются оптические характеристики моря [2, 3]. Прогнозируется, что текущие климатические изменения могут существенно повлиять на рост кокколитофорид и процессы кальцификации, причем разнонаправленно в низких и высоких широтах [5, 6]. За последние два десятилетия отмечено значительное увеличение численности кокколитофорид в Атлантическом океане [7, 8]. В связи с существенным влиянием этих микроводорослей на глобальный круговорот углерода [5, 6, 9] исследование «цветения» *G. huxleyi* становится еще актуальнее [2].

В наиболее общем виде «цветение» можно определить как накопление биомассы фитопланктона в пределах определенной акватории в результате превышения скорости роста микроводорослей над темпами потерь клеток. Потери клеток связаны с их естественной смертностью и выеданием зоопланктоном. За увеличением биомассы следует период снижения ее значений до значений, близких к базовым [10]. Чаще всего наблюдается вспышка численности одного (моновидовое «цветение») или 2–3 видов микроводорослей, которая сопровождается повышением биомассы фитопланктона и продолжается в основном от недели до месяца [11, 12]. Высокая степень доминирования отдельного таксона является важным признаком «цветения» и определяется способностью определенных видов нарастать быстрее в данных условиях среды по сравнению с другими видами водорослей [11, 13, 14].

¹ URL: <https://www.algaebase.org> (дата посещения: 17.07.2024).
МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 40 № 6 2024

Весеннее «цветение» фитопланктона, которое регулярно наблюдают в средних и высоких широтах, связано с быстрым ростом диатомовых водорослей на фоне благоприятных световых условий, высокой доступности питательных солей и слабого пресса выедания, характерного для этого сезона [15–17]. Благодаря физиологическим особенностям диатомовых водорослей, скорость их роста достигает максимума в условиях интенсивного вертикального перемешивания вод при высоких концентрациях биогенных элементов в среде [13, 18]. Накопление биомассы водорослей происходит до тех пор, пока численность питающегося ими зоопланктона не увеличится в ответ на увеличение пищи и/или не истощится запас питательных веществ [19]. Идентификация «цветения» и анализ его динамики проводится по биомассе фитопланктона, которую зачастую регистрируют с использованием концентрации основного фотосинтетически активного пигмента – хлорофилла *a* – в качестве маркера [11].

В отличие от весеннего «цветения» диатомовых, массовое развитие кокколитофорид чаще всего не сопровождается существенным приростом биомассы фитопланктона [20, 21], поэтому в качестве критерия для идентификации «цветения» кокколитофориды *G. huxleyi* используется ее численность, за пороговое значение которой принимается 1 млн клеток в литре. Обычно «цветение» *G. Huxleyi*¹ наблюдается на фоне высокой солнечной инсоляции и ограниченной биогенной обеспеченности [1–3].

Исследования, которые проводились в Черном море на регулярной основе в течение двух лет, показали изменение видовой структуры фитопланктона в конце весны – начале лета при постоянной концентрации хлорофилла *a* [20]. Основу фитопланктона в мае составляли динофлагелляты, а в июне в сообществе доминировали кокколитофориды, вклад которых в биомассу фитопланктона достигал 80 % [20]. Высокая численность *G. huxleyi*, более миллиона клеток в литре, была зафиксирована в прибрежных и шельфовых водах и в холодный период года [22].

Дистанционные методы открывают широкие возможности для исследований качества и продуктивности вод на разных временных и пространственных масштабах. Дистанционная диагностика «цветения» кокколитофорид основана на уникальных оптических характеристиках их клеток – на порядок более высоком, по сравнению с другими микроводорослями, показателем рассеяния света назад (b_{bp}), связанным с высоким показателем преломления света кокколитами и коккосферой [23]. На основе спутниковых данных было показано, что в Черном море «цветение» кокколитофорид наблюдается ежегодно в начале лета [24–28]. Однако внутригодовая динамика концентрации *G. huxleyi* в разных районах Черного моря, связь с концентрацией хлорофилла *a* – маркером биомассы фитопланктона, влияние условий среды на динамику этих показателей исследованы недостаточно.

Созданные для Черного моря региональные спутниковые алгоритмы: 1) восстановления первичных гидрооптических характеристик поверхностного слоя вод [29], в том числе и b_{bp} ; 2) оценки концентрации хлорофилла *a* (C_a) [30] – позволяют анализировать сезонную и межгодовую динамику этих параметров в различных районах моря, их связь с условиями среды, такими как температура поверхности моря (*SST*), глубина верхнего квазиоднородного

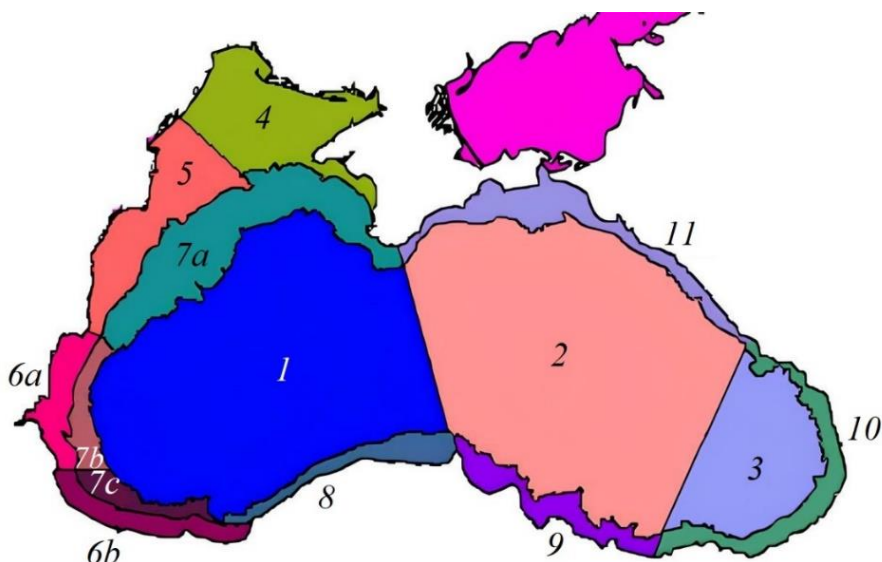
слоя (Z_{UML}) и фотосинтетически активная радиация, падающая на поверхность моря (PAR_0).

Целью настоящего исследования является анализ частоты, интенсивности и площади «цветения» *G. huxleyi* в различных районах Черного моря, а также оценка влияния условий среды на интенсивность «цветения» и его межгодовую изменчивость.

Методы

Оценка показателя b_{bp} на длине волны 555 нм ($b_{bp}(555)$) выполнена на основе спутниковых данных с использованием региональной модели [29]. Концентрацию клеток *G. huxleyi* (NEh) определяли по зависимости NEh от $b_{bp}(555)$, установленной на основе *in situ* данных о NEh [31].

Значения C_a и показателя поглощения света окрашенным неживым веществом на длине волны 490 нм ($a_{CDM}(490)$) определяли на основе спутниковых данных с использованием регионального алгоритма [30]. Значения Z_{UML} были определены в соответствии с [32].



Р и с. 1. Районирование Черного моря по гидродинамическим характеристикам [33]

F i g. 1. Map of the Black Sea sub-regions defined by hydrodynamic features [33]

Для районов Черного моря (рис. 1), выделенных в соответствии с гидрофизическими особенностями [33], рассчитывали средние по району значения исследуемых параметров с двухнедельным осреднением за период 1998–2023 гг. Из анализа была исключена 2-километровая полоса вод вдоль всего черноморского побережья. Для оценки сезонной динамики $b_{bp}(555)$, NEh , SST , C_a , $a_{CDM}(490)$ и Z_{UML} использовали среднемесячную аномалию изменений параметра, нормализованную на стандартное отклонение (X_{ij}^{σ}), которую рассчитывали по уравнению

$$X_{ij}^{\sigma} = (\bar{X}_{ij} - \bar{\bar{X}}_j) / \sigma \bar{\bar{X}}_j, \quad (1)$$

где X – рассматриваемый параметр; $\bar{X}_{ij}$ – его среднемесячное значение для месяца i и для района j ; $\bar{\bar{X}}_j$ и $\sigma \bar{\bar{X}}_j$ – средне многолетнее значение и стандартное отклонение (SD) параметра для района j .

Межгодовую изменчивость параметра X оценивали с использованием аномалии его изменения, нормализованную на $SD(X_{ijy}^{\sigma})$, которую рассчитывали следующим образом:

$$X_{ijy}^{\sigma} = (\bar{X}_{ijy} - \bar{\bar{X}}_{ij}) / \sigma \bar{\bar{X}}_{ij},$$

где $\bar{X}_{ijy}$ – среднемесячное значение для месяца i , года y и района j ; $\bar{\bar{X}}_{ij}$ и $\sigma \bar{\bar{X}}_{ij}$ – средне многолетнее значение и SD для месяца i , района j .

Освещенность в пределах верхнего квазиоднородного слоя определяли по PAR_0 (данные спектрорадиометров *SeaWiFS* и *MODIS*) с использованием соотношения между глубиной зоны фотосинтеза ($Z_{1\%}$) и Z_{UML} . Значения $Z_{1\%}$ оценивали по показателю диффузного ослабления света на длине волны 490 нм, восстановленному на основе спутниковых данных (*SeaWiFS* и *MODIS*) в соответствии с [34].

Результаты

Были получены ряды данных ($b_{bp}(555)$, NEh , SST , C_a , $a_{CDM}(490)$, Z_{UML}), рассчитанные с двухнедельным осреднением для каждого района моря (рис. 1) с 1998 по 2023 г. На рис. 2 представлена динамика $b_{bp}(555)$ в каждом районе моря за исследованный период. Во всех районах моря очевидна сезонная и межгодовая изменчивость этого параметра (рис. 2).

Нормализованные аномалии изменения всех параметров позволили выявить их внутригодовую цикличность (рис. 3). Максимум $b_{bp}(555)$ в июне наблюдается с высокой вероятностью (нормированная аномалия более 2) почти во всех районах моря. На северо-западном шельфе (район 4) максимум $b_{bp}(555)$ отмечается в разные месяцы на протяжении лета, что снижает статистическую вероятность его проявления (нормированная аномалия около 1) (рис. 3). В Черном море годовая динамика C_a характеризуется минимумом в летнее время, за исключением прибрежных вод, подверженных влиянию стока рек Дунай, Днепр и Днестр (районы 4, 5 и 6а), где летом прослеживается увеличение C_a (рис. 3).

Средне многолетние значения параметров ($\bar{\bar{X}}_j$) и SD ($\sigma \bar{\bar{X}}_j$) (таблица) совместно с годовой динамикой нормированных аномалий (см. рис. 2) позволяют рассчитать средние значения трех параметров для каждого месяца в отдельном районе моря, используя уравнение (1). В глубоководных районах моря (районы 1–3) средне многолетнее значение C_a составляло в июне 0,15–0,25 мг·м⁻³.

Сравнение годовых циклов изменчивости $b_{bp}(555)$ и C_a не выявило связи между этими параметрами (рис. 3). Регулярно наблюдаемый в июне максимум $b_{bp}(555)$ не сопровождается повышением значений C_a во всех районах моря, за исключением прибрежных вод, подверженных стоку рек Дунай, Днепр и Днестр (районы 4, 5, 6а), в которых летний максимум $b_{bp}(555)$ наблюдается на фоне весенне-летнего повышения C_a (рис. 3).

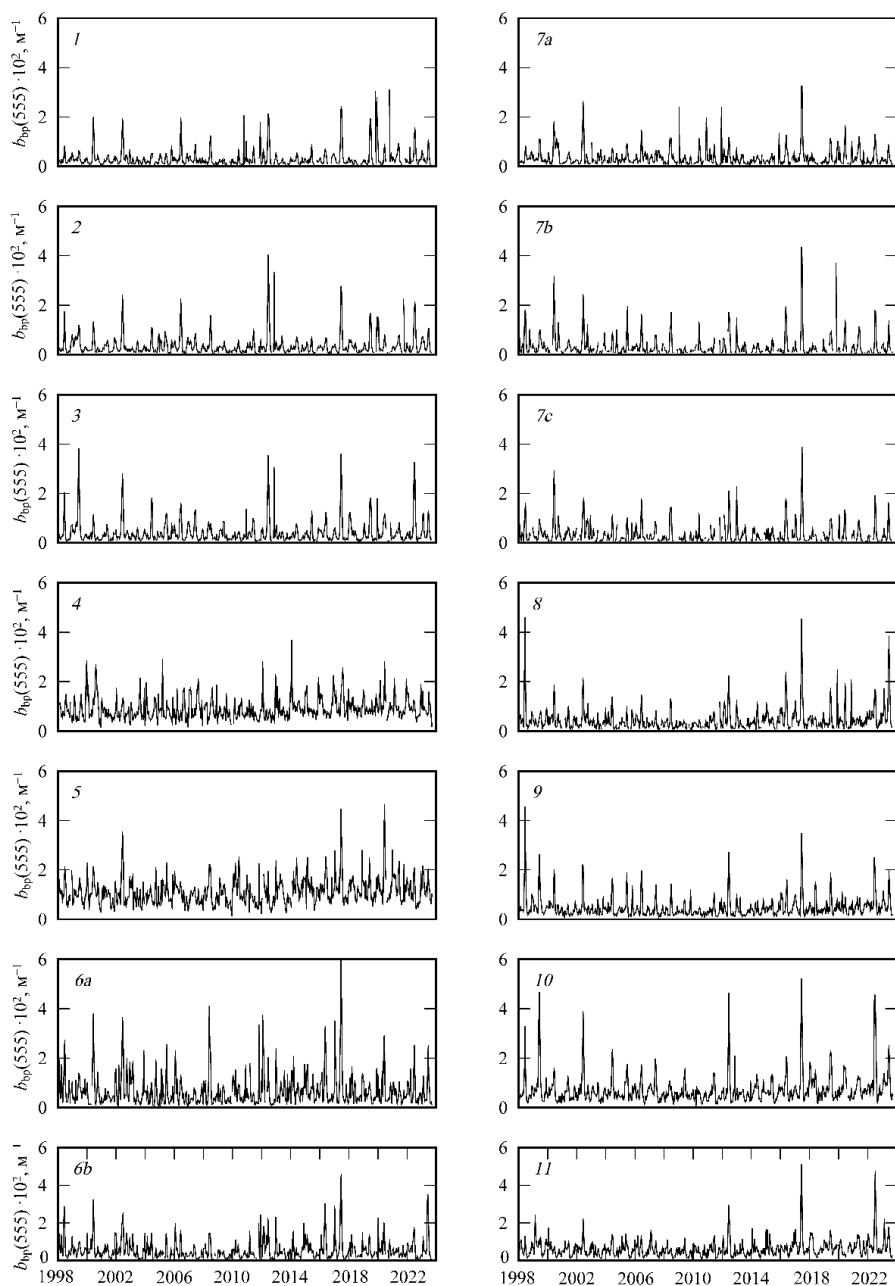
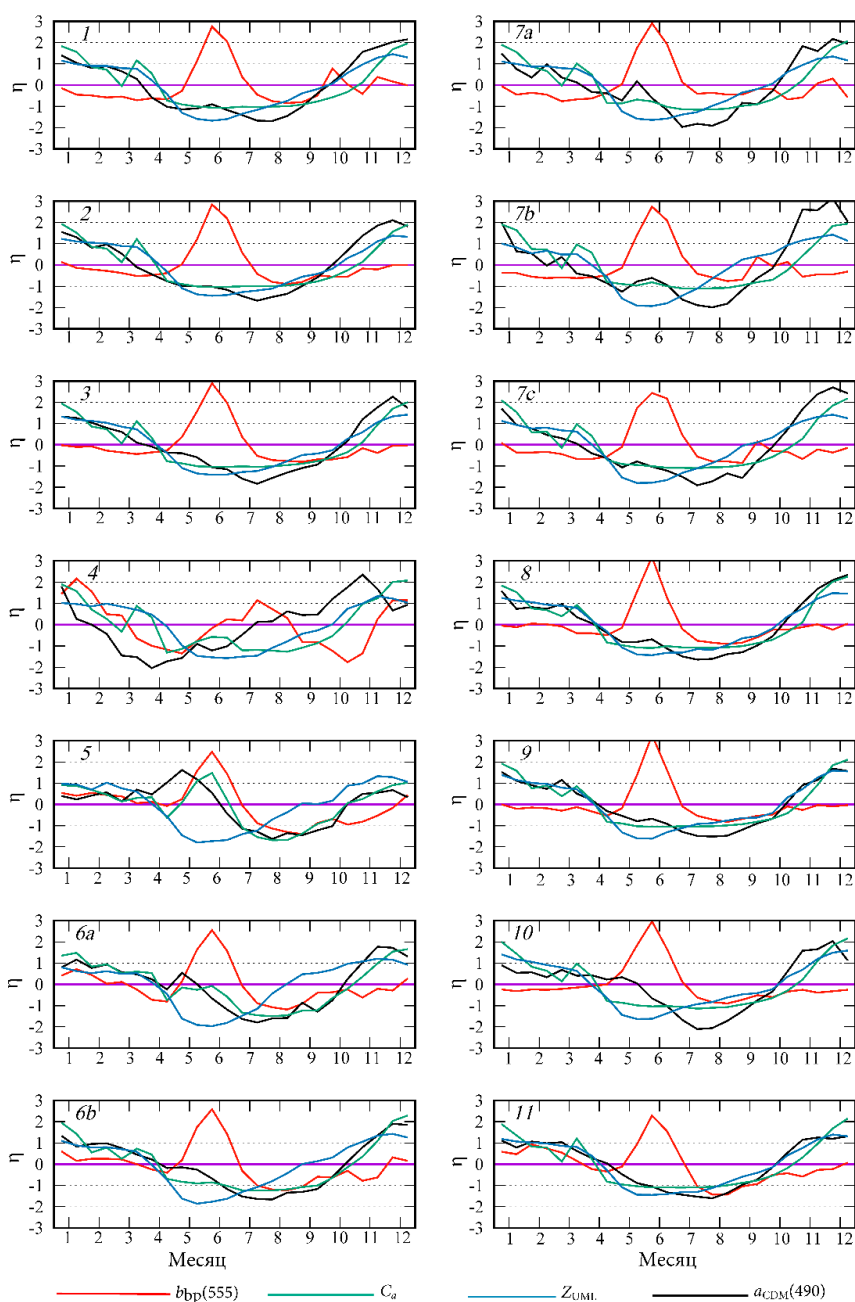


Рис. 2. Динамика двухнедельных значений показателя рассеяния света назад частицами в море на длине волны 555 нм ($b_{bp}(555) \cdot 10^2$), рассчитанных для всех районов Черного моря (в этом и следующих рисунках номер района обозначен в левом верхнем углу каждого фрагмента)

Fig. 2. Dynamics of two-week averages of particulate back scattering coefficient at wavelength 555 nm ($b_{bp}(555) \cdot 10^2$) calculated for all the regions of the Black Sea (in this and the following figures, the region number is in the upper left corner of each fragment)



Р и с. 3. Нормализованные аномалии η показателя рассеяния света назад частицами в море на длине волны 555 нм ($b_{bp}(555)$), концентрации хлорофилла a (C_a), толщины верхнего квазиоднородного слоя моря (Z_{UML}), показателя поглощения света окрашенным растворенным органическим веществом в сумме с неживым взвешенным веществом на длине волны 490 нм ($a_{CDM}(490)$) в отдельных районах Черного моря

F i g. 3. Normalized anomalies η of the particulate backscattering coefficient at wavelength 555 nm ($b_{bp}(555)$), concentration of chlorophyll a (C_a), thickness of the upper mixed layer (Z_{UML}), coefficient of light absorption by colored detrital matter in total with non-algal particles at wavelength 490 nm ($a_{CDM}(490)$) in particular regions of the Black Sea

Среднегодовое значение концентрации хлорофилла *a* (C_a), $\text{мг} \cdot \text{м}^{-3}$, показателя поглощения света окрашенным растворенным органическим веществом в сумме с неживым взвешенным веществом на длине волны 490 нм ($a_{\text{CDM}}(490)$), м^{-1} , концентрации клеток *G. huxleyi* (NEh), $\text{млн кл.} \cdot \text{л}^{-1}$, рассчитанные для поверхностного слоя в разных районах Черного моря
 Long-term average values of chlorophyll *a* concentration (C_a), $\text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$, light absorption coefficient by colored detrital matter in total with non-algal particles at wavelength 490 nm ($a_{\text{CDM}}(490)$), m^{-1} , and concentration of *G. huxleyi* cells (NEh), $\text{mln cell} \cdot \text{l}^{-1}$ calculated for the water upper layer in different regions of the Black Sea

Район / Region	$a_{\text{CDM}}(490) \pm SD$	$C_a \pm SD$	$NEh \pm SD$
1	$0,050 \pm 0,045$	$0,69 \pm 0,50$	$0,32 \pm 0,30$
2	$0,051 \pm 0,046$	$0,69 \pm 0,50$	$0,36 \pm 0,38$
3	$0,056 \pm 0,051$	$0,67 \pm 0,49$	$0,42 \pm 0,45$
4	$0,112 \pm 0,107$	$0,91 \pm 0,79$	$0,91 \pm 0,93$
5	$0,134 \pm 0,133$	$1,43 \pm 1,36$	$1,12 \pm 1,17$
6a	$0,109 \pm 0,104$	$0,96 \pm 0,86$	$0,69 \pm 0,71$
6b	$0,090 \pm 0,083$	$0,75 \pm 0,63$	$0,57 \pm 0,59$
7a	$0,058 \pm 0,055$	$0,68 \pm 0,58$	$0,35 \pm 0,37$
7b	$0,062 \pm 0,056$	$0,66 \pm 0,56$	$0,35 \pm 0,35$
7c	$0,064 \pm 0,057$	$0,64 \pm 0,53$	$0,37 \pm 0,38$
8	$0,077 \pm 0,070$	$0,69 \pm 0,56$	$0,47 \pm 0,47$
9	$0,074 \pm 0,069$	$0,65 \pm 0,55$	$0,48 \pm 0,50$
10	$0,084 \pm 0,077$	$0,68 \pm 0,57$	$0,73 \pm 0,79$
11	$0,068 \pm 0,064$	$0,60 \pm 0,50$	$0,64 \pm 0,67$

Примечание: SD – среднее квадратическое отклонение.
 Note: SD is standard deviation.

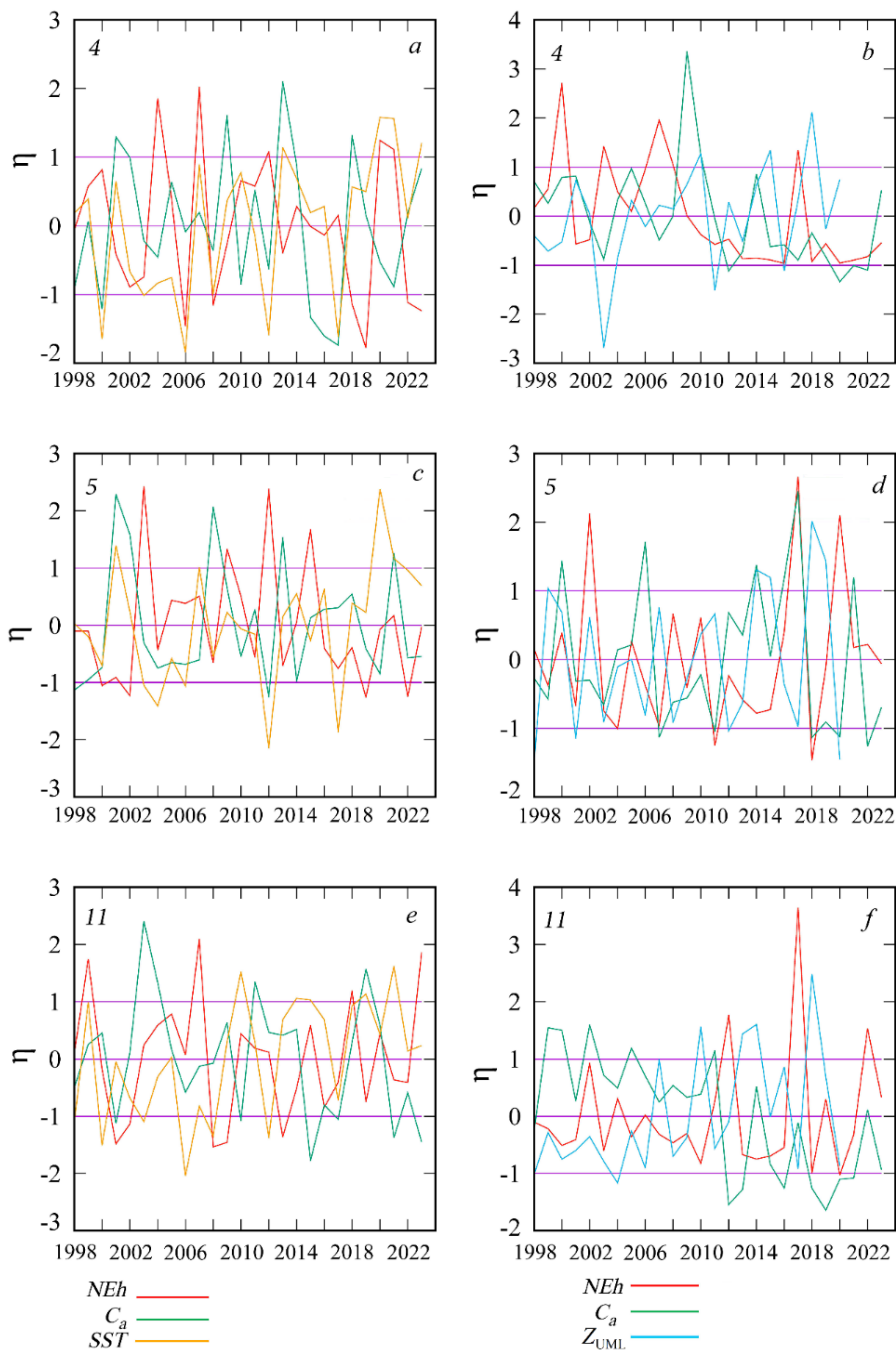
В этих районах (4, 5 и 6a) значения $b_{\text{bp}}(555)$ изменяются обратно пропорционально значениям C_a (рис. 4).

На северо-западном шельфе (район 4) прослеживается локальное повышение C_a и $a_{\text{CDM}}(490)$ в мае – июне (см. рис. 3). Вблизи устья Дуная (район 5) увеличение C_a и $a_{\text{CDM}}(490)$ в мае – июне выражено в большей степени и нормализованные значения аномалий этих параметров превышают 1 (см. рис. 3).

Максимум $b_{\text{bp}}(555)$, регулярно наблюдаемый во всех районах моря в начале лета, связан с «цветением» *G. huxleyi*, что подтверждается данными натурных наблюдений. Концентрацию клеток *G. huxleyi* (N , $\text{млн кл.} \cdot \text{л}^{-1}$) можно оценить достаточно точно на основании параметров зависимости между значениями $b_{\text{bp}}(555)$, м^{-1} , рассчитанными по спутниковым данным, и численностью клеток кокколитофорид, определенной непосредственно в пробах морской воды [31]:

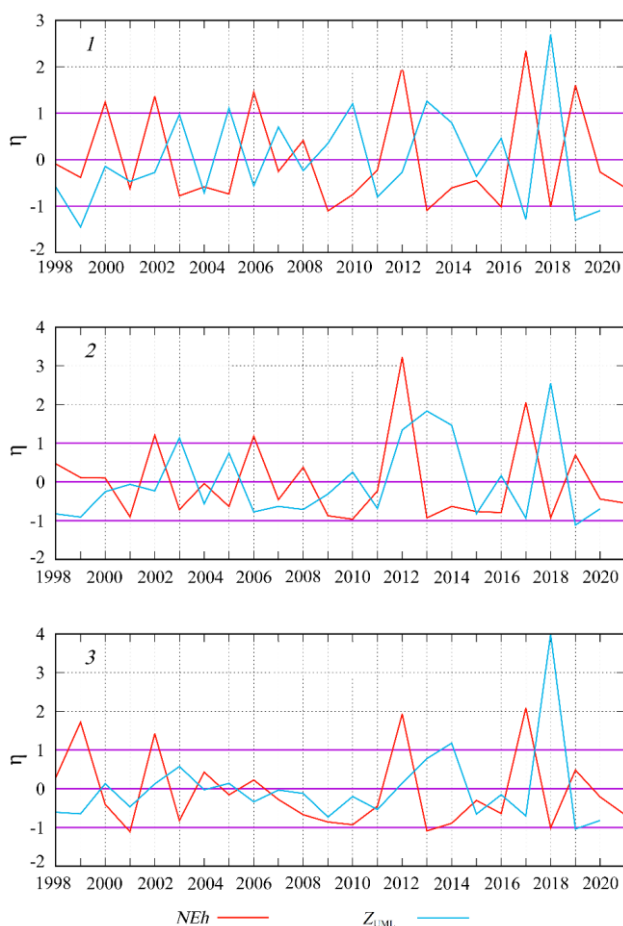
$$N = 160 \cdot b_{\text{bp}}(555) - 0,32, n = 36, r^2 = 0,82.$$

Анализ межгодовой динамики NEh и Z_{UML} , рассчитанной на основе нормализованных значений аномалий, показывает, что экстремумы двух кривых в большинстве случаев находятся в противофазе (рис. 5). Сравнение средних для июня значений Z_{UML} и NEh , полученных в разные годы, свидетельствует об обратной зависимости между этими параметрами, которая наиболее выражена при значениях NEh менее 1 (рис. 6).

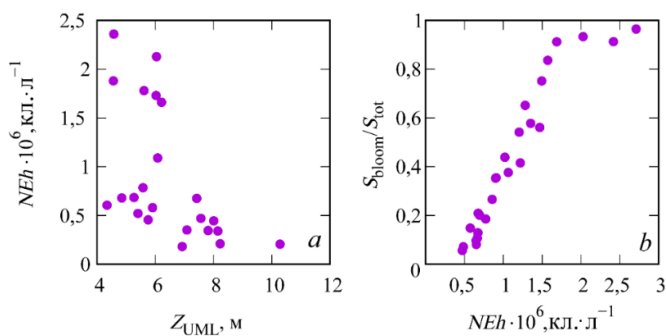


Р и с. 4. Межгодовая изменчивость η нормализованных аномалий численности *G. huxleyi* (NEh), концентрации хлорофилла *a* (C_a), температуры поверхностного слоя моря (SST) и толщины верхнего квази-однородного слоя моря (Z_{UML}) в феврале (*a, c, e*), июне (*d, f*) и августе (*b*) в районах 4, 5 и 11

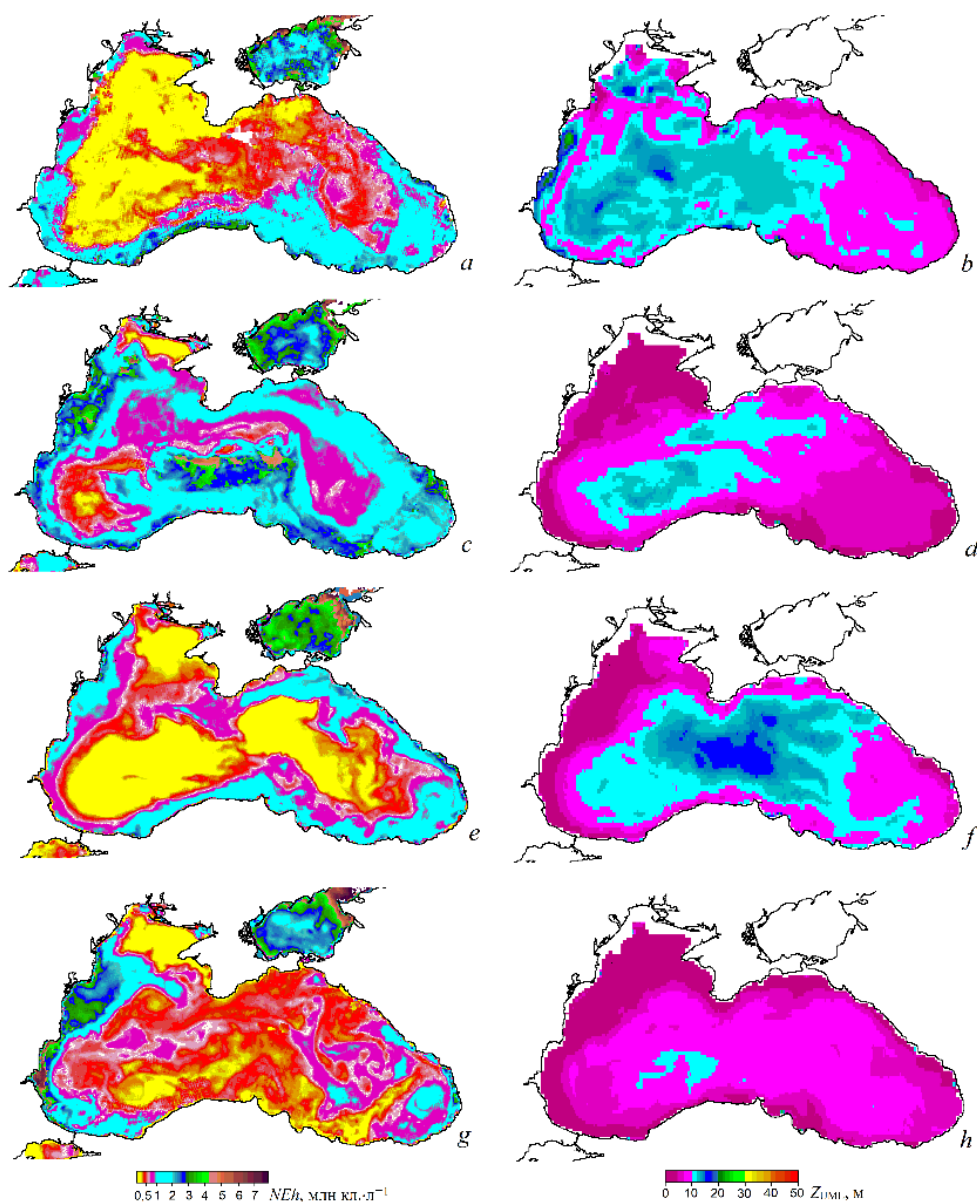
Fig. 4. Interannual variability η of normalized anomalies of *G. huxleyi* cell abundance (NEh), chlorophyll *a* concentration (C_a), sea surface temperature (SST), and thickness of the upper mixed layer (Z_{UML}) in February (*a, c, e*), June (*d, f*) and August (*b*) in regions 4, 5 and 11



Р и с. 5. Межгодовая изменчивость η нормализованных аномалий численности клеток *G. huxleyi* (*NEh*) и толщины верхнего квазиоднородного слоя (*Z_{UML}*) в июне в районах 1, 2 и 3 Черного моря
F i g. 5. Interannual variability η of normalized anomalies of *G. huxleyi* cell abundance (*NEh*) and thickness of the upper mixed layer (*Z_{UML}*) in June in regions 1, 2 and 3 in the Black Sea

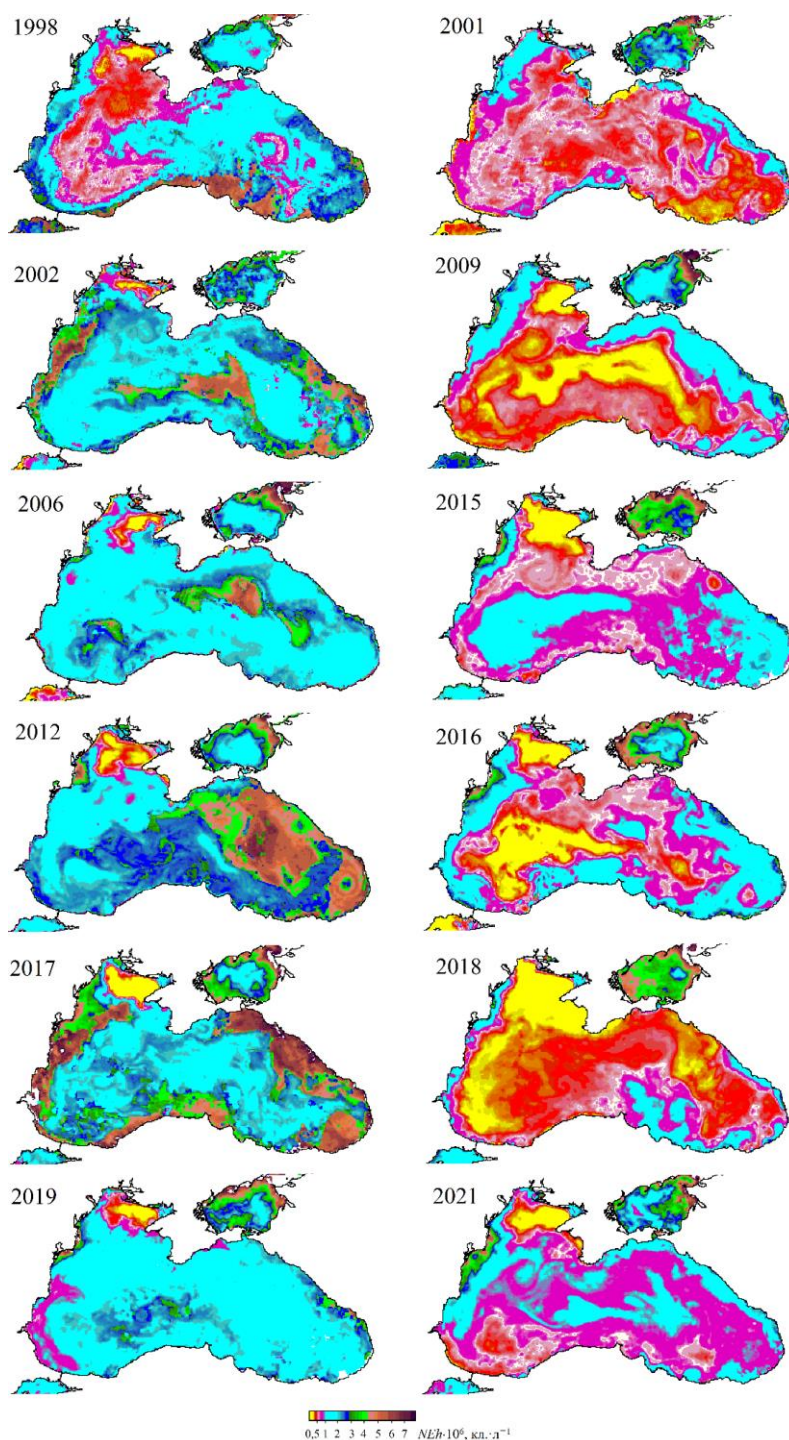


Р и с. 6. Зависимость между толщиной верхнего квазиоднородного слоя моря в июне (*Z_{UML}*) и численностью клеток *G. huxleyi* (*NEh*) в западной глубоководной части моря (район 1) (а), между *NEh* в глубоководной части моря (район 1 и 2) и площадью «цветения» относительно площади моря (*S_{bloom}/S_{tot}*) (б)
F i g. 6. Relationship between the upper mixed layer thickness (*Z_{UML}*) in June and the *G. huxleyi* cell abundance (*NEh*) in the western deep-sea part (region 1) (a), and between (*NEh*) in the deep part of the sea (region 1 and 2) and “bloom” area relative to the total sea area (*S_{bloom}/S_{tot}*) (b)



Р и с. 7. Карты численности *G. huxleyi* (NEh) (*a, c, e, g*) и глубины верхнего перемешанного слоя (Z_{uml}) (*b, d, f, h*) в начале «цветения» во второй половине мая 1998 (*a, b*), 2002 (*c, d*), 2004 (*e, f*), 2008 гг. (*g, h*) (источник данных о Z_{uml} – работа [32])

F i g. 7. Maps of *G. huxleyi* cell abundance (NEh) (*a, c, e, g*) and upper mixed layer thickness (Z_{uml}) (*b, d, f, h*) at the onset of “bloom” in the second half of May, 1998 (*a, b*), 2002 (*c, d*), 2004 (*e, f*), 2008 (*g, h*) (data on Z_{uml} are from [32])



Р и с. 8. Карты пространственного распределения концентрации клеток *G. huxleyi* (*NEh*) в поверхностном слое Черного моря в первой половине июня в 1998, 2002, 2005, 2006, 2012 и 2017 (слева), 2001, 2009, 2011, 2015, 2016, 2018, 2021 гг. (справа)

Fig. 8. Maps of spatial distribution of *G. huxleyi* cell concentration (*NEh*) in the Black Sea surface layer: in the first half of June in 1998, 2002, 2005, 2006, 2012, 2017 (left), 2001, 2009, 2011, 2015, 2016, 2018, 2021 (right)

На картах пространственного распределения NEh в конце мая, на который приходится начало «цветения», видно, что участки с более высокой численностью кокколитофорид совпадают с областями более тонкого верхнего квазиоднородного слоя (рис. 7). Такая особенность пространственного распределения NEh может свидетельствовать о влиянии Z_{UML} на инициацию «цветения» *G. huxleyi*. В 1998, 2002, 2006, 2012, 2017 и 2019 гг. при относительно узком верхнем квазиоднородном слое в июне наблюдалось более интенсивное «цветение» *G. huxleyi*: значения NEh превышали 2 млн кл. · л⁻¹, достигая в отдельные годы 6 млн кл. · л⁻¹. И напротив, в 2001, 2009, 2015, 2016, 2018, 2021 гг. при относительно заглубленном верхнем квазиоднородном слое отмечалось менее интенсивное развитие кокколитофорид (NEh менее 1,2 млн кл. · л⁻¹) (рис. 8). Оценка межгодовой изменчивости площади «цветения» *G. huxleyi* с 1998 по 2022 г. показала, что самые большие площади, более 80 % поверхности моря, зафиксированы в 2002, 2006, 2012, 2017 и 2019 гг. (рис. 9). При этом площадь моря, занятая «цветением» в отдельные годы, была прямо пропорциональна средним значениям NEh в глубоководной части моря (см. рис. 6, b).

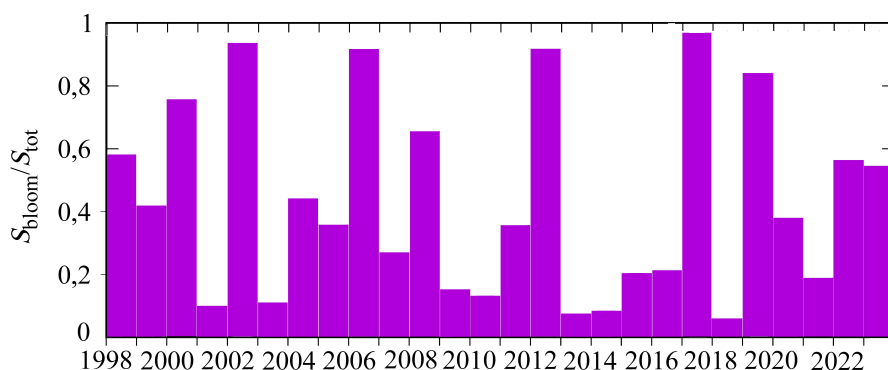


Рис. 9. Межгодовая изменчивость площади (S_{bloom}/S_{tot}) «цветения» *G. huxleyi* в июне
Fig. 9. Interannual variability of *G. huxleyi* “bloom” area (S_{bloom}/S_{tot}) in June

На северо-западном шельфе (район 4), кроме максимума $b_{bp}(555)$ в начале лета, выраженное повышение $b_{bp}(555)$ отмечается в декабре и феврале, а у восточного побережья (район 11) повышенные значения аномалии годового хода (нормированная аномалия более 1) прослеживаются в феврале (см. рис. 3). В этих районах зимний и летний максимумы $b_{bp}(555)$ являются статистически значимыми, так как нормализованная аномалия равна 1 или более. В отличие от летнего максимума $b_{bp}(555)$, который отмечается на фоне годового минимума концентрации хлорофилла *a*, зимний максимум наблюдается в период высоких значений C_a .

Обсуждение

Анализ временных рядов нормализованных среднемесячных аномалий численности клеток *G. huxleyi* показал, что во всех районах Черного моря «цветение» регулярно происходит в начале июня (см. рис. 3). Во всем море, за ис-

ключением отдельных районов северо-западного шельфа (4, 5 и 6а), «цветение» *G. huxleyi* наблюдается на фоне пониженных значений аномалий концентрации хлорофилла *a* (см. рис. 3) и существенного сдвига в видовой структуре фитопланктона [20, 21]. Такие изменения обычно являются результатом резкого увеличения численности одного вида по сравнению с другими [11]. Прирост численности определяется превышением скорости роста водорослей над скоростью потерь клеток. Потери клеток связаны с их естественной смертностью и выеданием зоопланктоном [14, 16, 35, 36]. Поэтому увеличение доли *G. huxleyi* в структуре фитопланктона может быть результатом преимущественного (в сравнении с другими видами) роста и/или менее интенсивного их выедания.

Скорость роста планктонных водорослей регулируется комплексом факторов: освещенностью, температурой, обеспеченностью элементами минерального питания [37, 38]. При этом свет в наибольшей степени влияет на изменение ростовых характеристик фитопланктона [39]. Стратегия адаптации микроводорослей к световым условиям состоит в поддержании постоянной скорости роста в широком диапазоне интенсивности света в среде [40]. Световое насыщение скорости роста диатомовых и динофитовых водорослей наступает при освещенности $50\text{--}80 \text{ мкЭ}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$ [40]. Насыщение скорости роста *G. huxleyi* в ранних исследованиях отмечали при интенсивности света $100\text{--}200 \text{ мкЭ}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$ [41, 42]. В более поздних исследованиях [43] световое насыщение скорости роста наблюдали при $65 \text{ мкЭ}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$, что соответствует значениям, характерным для динофитовых и диатомовых водорослей [40]. Постоянная скорость роста (так называемое плато световой кривой) наблюдается вплоть до $\sim 800 \text{ мкЭ}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$. Свет более высокой интенсивности ингибирует рост микроводорослей разной таксономической принадлежности [44]. Но для *G. huxleyi* это «плато» распространяется вплоть до $1200 \text{ мкЭ}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$ [43, 45].

Ингибирование скорости роста клеток связано с деструкцией реакционных центров фотосистем в клетках, а именно с повреждением D1-белка в реакционном центре фотосистемы II [46]. Детальное исследование структуры пигментного комплекса и функциональных характеристик *G. huxleyi* показало, что высокая интенсивность света не приводит к ингибированию роста благодаря активной фотопротекторной функции пигментно-белкового комплекса. Фотопротекторы способствуют устойчивости к яркому свету благодаря минимизации накопления активных форм кислорода и предотвращения окислительного повреждения [9], в результате чего повышается устойчивость реакционных центров фотосистемы II к воздействию света высокой интенсивности [43]. Кроме этого, кокколиторы, покрывающие клетку *G. huxleyi*, способствуют более эффективному рассеиванию света по сравнению с другими видами микроводорослей ($b_{\text{вп}}$ различается почти на порядок) [23], что дополнительно защищает фотосинтетический аппарат кокколитофорид [2].

Период июньского «цветения» *G. huxleyi* в Черном море характеризуется самой высокой в годовом цикле инсоляцией поверхности моря ($50 \pm 4,3 \text{ Э}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$) [47, 48] и самым тонким верхним квазиоднородным слоем (см. рис. 3), что связано с появлением ступенчатой структуры стратификации в процессе прогрева поверхности моря [21, 33, 49]. Ступенчатую температурную стратификацию по-

верхностных вод отмечали в начале лета в период «цветения» *G. huxleyi* в разных регионах Мирового океана [50–53], при этом освещенность в пределах верхнего квазигомогенного слоя была экстремально высокой в годовом цикле (около $1000 \text{ мкЭ} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$) [1, 21, 53–57].

В этих условиях особенности морфологии и устойчивость фотосинтетического аппарата кокколитофорид обеспечивают им преимущество в скорости роста по сравнению с другими планктонными водорослями. В результате численность кокколитофорид начинает расти, развивается «цветение», в пике которого биомасса фитопланктона в Черном море может быть представлена в основном (до ~ 80 %) одним видом – *G. huxleyi* [20, 21].

Максимальная скорость роста водорослей (область «плато» на световой кривой) снижается при ограничении их роста недостатком биогенных элементов [37, 58–60]. С формированием сезонной стратификации вод ограничиваются восходящие потоки биогенных элементов в поверхностные воды из нижележащих богатых минеральными солями слоев. Это может приводить к снижению уровня биогенной обеспеченности фитопланктона в поверхностных водах [5]. Многочисленные исследования показывают, что *G. huxleyi* способна более эффективно расти при низких концентрациях неорганических соединений азота и фосфора в среде по сравнению с другими таксонами микроводорослей. При этом конкурентные преимущества роста *G. huxleyi* в условиях дефицита минерального фосфора в среде проявляются в большей степени, чем при недостатке минерального азота [44, 61–63]. Это может давать дополнительные преимущества для развития *G. huxleyi* в Черном море в начале лета, когда в условиях формирования сезонной стратификации поверхностных вод на фоне истощения запасов минеральных солей в холодном промежуточном слое моря в результате зимней конвекции восходящий поток биогенных элементов в зону фотосинтеза резко сокращается [64]. В планктонном сообществе происходит перестройка с внешних на внутренние источники минерального питания [65], и на этом фоне может наблюдаться дисбаланс потоков их поступления и потребления в зоне фотосинтеза, в большей степени проявляющийся именно в отношении фосфора [66]. В результате *G. huxleyi* получает дополнительные преимущества для роста по сравнению с водорослями других таксономических групп.

Предполагается, что некоторые кокколитофориды могут вести миксотрофный или фагоцитарный образ жизни, о чем говорит их присутствие за пределами зоны фотосинтеза [67]. Экспериментальные исследования на культурах водорослей показали, что миксотрофия обеспечивает выживание клеток кокколитофорид при значениях интенсивности света ниже компенсационной точки фотосинтеза (скорость фотосинтеза компенсируется скоростью дыхания) за счет использования органических соединений в качестве источников энергии и/или углерода [68]. При этом в поверхностном, хорошо освещенном слое моря кокколитофориды *G. huxleyi*, очевидно, являются типичными автотрофами.

Кокколитофориды служат пищей как для микро-, так и для мезозoopланктона, а известковый панцирь слабо защищает их от выедания [69]. Однако уровень выедания фитопланктона при увеличении доли кокколитофорид в составе сообщества, скорее всего, снижается. Исследования в Черном море показали, что доля кокколитофорид в рационе копепод очень небольшая, но для фильтрато-

ров *Oikopleura dioica* и гетеротрофной динофлагелляты *Noctiluca scintillans* *G. huxleyi* может составлять даже основу питания [70]. Таким образом, при увеличении доли кокколитофорид в фитопланктоне степень его выедания мезозoopланктоном может уменьшаться, если в составе последнего доминирует рачковый планктон.

Как следствие, может наблюдаться прирост биомассы *G. huxleyi*, за которым можно ожидать увеличение численности видов фильтраторов. В то же время в большинстве районов Черного моря в мае – июне наблюдается снижение общей биомассы мезозoopланктона, которое происходит на фоне изменений в структуре сообщества. Холодолюбивые представители рачкового планктона, составлявшие основу сообщества в марте – апреле, начинают замещаться теплолюбивыми видами, интенсивный рост которых начинается в июне [71, 72]. Поэтому снижение пресса выедания кормовым зоопланктоном в начале лета может способствовать приросту биомассы фитопланктона в этот период.

Микрзоопланктон также может влиять на численность клеток *G. huxleyi* [73]. В ряде исследований указывается, что динофлагелляты являются более приоритетным объектом питания для простейших по сравнению с кокколитофоридами [74–76]. Поэтому можно допускать некоторое ослабление пресса выедания при доминировании *G. huxleyi* в составе фитопланктона и со стороны микрзоопланктона. В совокупности все вышеперечисленные факторы могут обеспечивать регулярный всплеск численности *G. huxleyi* в раннелетний период в большинстве районов Черного моря.

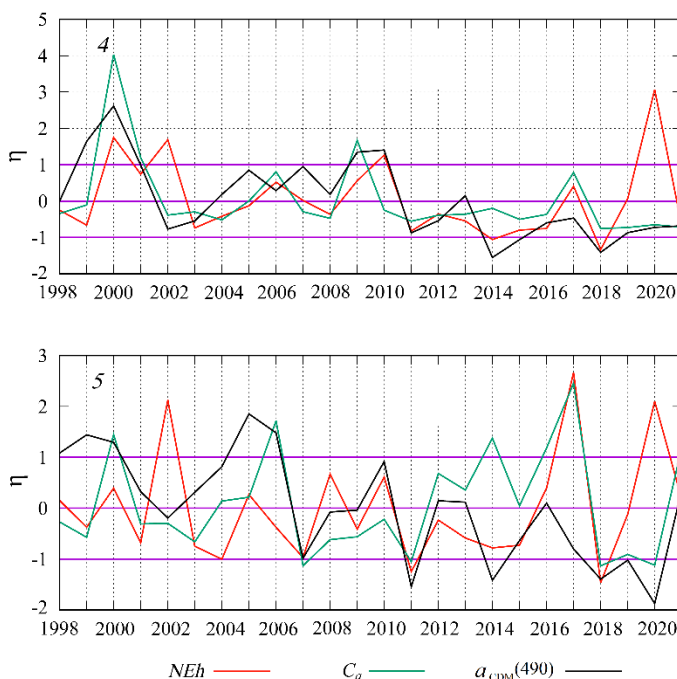


Рис. 10. Межгодовая изменчивость нормализованных аномалий интенсивности «цветения» *Gephyrocapsa huxleyi* (NEh), концентрации хлорофилла a (C_a) и показателя поглощения света неживым взвешенным и растворенным органическим веществом ($a_{CDM}(490)$) в июне в районах 4 и 5 Черного моря

Fig. 10. Interannual variability of normalized anomalies of *G. huxleyi* “bloom” intensity (NEh), chlorophyll a concentration (C_a) and light absorption index by non-algal suspended and dissolved organic matter ($a_{CDM}(490)$) in June in regions 4 and 5 in the Black Sea

В прибрежных водах, подверженных влиянию стока рек Дунай, Днепр и Днестр (район 4, 5, 6а), летний максимум $b_{br}(555)$ наблюдается на фоне увеличения биомассы фитопланктона (см. рис. 3). Межгодовая изменчивость C_a как маркера биомассы фитопланктона в этих водах тесно связана с $a_{CDM}(490)$ (рис. 10).

Следует отметить, что величина $a_{CDM}(490)$ в приустьевых районах в основном определяется количеством взвешенных и растворенных веществ, поступающих с речным стоком [77]. Кроме этого, речные воды несут большое количество различных минеральных соединений, необходимых для развития фитопланктона [78], поэтому вариабельность интенсивности речного стока в период половодья определяет межгодовую вариабельность C_a (биомассы фитопланктона) в начале лета (рис. 10).

Наблюдаемое в это время увеличение $b_{br}(555)$ связано преимущественно с повышением содержания кокколитофорид и кокколит, так как взвесь органической природы, включая и другие виды фитопланктона, характеризуется на порядок меньшими показателями $b_{br}(555)$ [23]. Мы минимизировали влияние неживой взвеси на расчеты $b_{br}(555)$ путем исключения из анализа 2-километровой полосы прибрежных вод, где оседает основная часть минеральной взвеси, привносимая с речным стоком.

Следует отметить, что нормализованные аномалии $b_{br}(555)$ для данных районов изменяются в разные годы в противофазе со значениями аномалий C_a и $a_{CDM}(490)$ (рис. 10). На основании такой динамики можно предполагать, что на фоне более низкого уровня речного стока и, соответственно, меньшего объема поступления минеральных солей создаются благоприятные условия для конкурентного роста кокколитофорид, которые способны поддерживать высокие скорости роста при значительно меньшем содержании неорганического азота и фосфора в воде по сравнению с другими видами, особенно диатомовыми водорослями [1, 13].

На мелководном северо-западном шельфе (район 4) значимо высокие аномалии сезонного хода $b_{br}(555)$ наблюдаются не только в июне, но и в зимние месяцы (см. рис. 3). Сопоставление межгодовой изменчивости февральских значений аномалий $b_{br}(555)$ и C_a показало (см. рис. 4), что в большинстве случаев экстремумы этих двух кривых находятся в противофазе. Это означает что вспышки развития кокколитофорид на северо-западном шельфе наблюдаются на фоне снижения общей биомассы фитопланктона в эти годы и, соответственно, угнетения роста типично зимнего комплекса видов фитопланктона, для которого характерно доминирование диатомей.

Регулярный мониторинг 1998–2000 гг. позволил сравнить внутригодовую динамику структуры сообщества фитопланктона в западной глубоководной части моря в годы с холодной и теплой зимой [20]. В холодную зиму 1998 г. фитопланктон был представлен комплексом диатомовых видов, и в начале марта наблюдали резкое увеличение биомассы фитопланктона на фоне интенсивного «цветения» *Proboscia alata*.

В условиях относительно теплой зимы 1999 г. отмечалась большая численность кокколитофориды *G. huxleyi*, вклад которой в общую биомассу фитопланктона в центре западной глубоководной части и в районе свала глубин достигал 40–70 % [20]. После теплой зимы не наблюдалось весеннего «цветения» диатомовых водорослей [20]. Обилие *G. huxleyi* в фитопланктоне во

время теплой зимы можно объяснить более высокой стабильностью водного столба, вследствие чего снижаются скорости восходящих потоков минеральных солей, которые в холодный период являются основным источником биогенных элементов для фитопланктона в зоне фотосинтеза [64, 65]. Соответственно, при снижении уровня неорганического азота и фосфора в среде *G. huxleyi* получает преимущество и может достигать максимальных скоростей роста при значительно более низких концентрациях минеральных солей по сравнению с диатомовыми [1, 79–81]. В сочетании с благоприятными световыми условиями из-за слабого вертикального перемешивания вод это закономерно приводит к обильному развитию *G. huxleyi* в теплые зимы. Активное перемешивание вод в холодные зимы существенно ухудшает световые условия в зоне фотосинтеза, однако интенсифицирует восходящие потоки биогенных элементов в зону фотосинтеза, что создает благоприятные условия для развития диатомовых водорослей, так как уровень светового насыщения роста у них существенно ниже, чем у кокколитофорид [3, 22, 82].

Развитие *G. huxleyi* в разные сезоны года отражает генетическую и физиологическую пластичность *G. Huxleyi* [1]. Молекулярно-генетические исследования показали, что в составе *G. huxleyi* выделяется, по крайней мере, две генетические группы, различающиеся последовательностями митохондриального генома. Эти группы имеют разные температурные предпочтения: холодноводная группа из субарктических вод Северной Атлантики и Тихого океана и тепловодная группа, встречающаяся в субтропических водах Атлантического и Тихого океанов, а также в Средиземном море [81]. Связь между отдельными генетическими линиями *G. huxleyi* и физическо-химическими условиями в местах их обитания показана на основе обобщения данных из разных районов Мирового океана [83]. Внутривидовая генетическая изменчивость может проследиваться не только между штаммами *G. huxleyi* из различных районов, но и при исследованиях в границах отдельного «цветения». Эта изменчивость связана с характеристиками ключевых физиологических процессов в клетках, включая скорости кальцификации, фотосинтеза, биохимической трансформации серы и липидов, ассимиляции азота и фосфора, которые в конечном итоге влияют на функционирование всей экосистемы [84]. Поэтому целевые генетические исследования черноморской популяции *G. huxleyi* становятся важнейшей задачей для выявления закономерностей динамики «цветения» этого вида или, возможно, комплекса видов.

Выводы

На основе спутниковых данных с использованием региональных алгоритмов были восстановлены значения концентрации хлорофилла *a*, показателя рассеяния света назад взвешенным веществом и показателя поглощения света окрашенным растворенным органическим веществом в сумме с неживым взвешенным веществом с двухнедельным осреднением для разных районов Черного моря в период с 1998 по 2023 г.

На основе анализа изменчивости нормализованных аномалий этих параметров были установлены годовые циклы, выявлены общие закономерности и особенности их временной динамики в отдельных районах моря. Показано,

что в начале июня во всех районах моря регулярно наблюдается массовое развитие кокколитофорид с межгодовыми различиями в интенсивности и площади их «цветения». «Цветение» *G. huxleyi* наблюдается ежегодно в начале лета во многих районах Мирового океана при как минимум одном общем условии — максимально высокой освещенности в пределах верхнего перемешанного слоя (около $1000 \text{ мкЭ} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$). Этот фактор, очевидно, является ключевым для сдвига в структуре фитопланктонного сообщества и перехода к доминированию кокколитофорид (в частности, *G. huxleyi*) благодаря физиологически детерминированной возможности этих водорослей расти без угнетения при крайне высоких значениях интенсивности света, ингибирующей рост большинства других водорослей.

Показано, что в большинстве районов Черного моря «цветение» *G. huxleyi* в начале лета не сопровождается увеличением концентрации фотосинтетически активных пигментов в воде и, соответственно, биомассы фитопланктона, происходит замена видов водорослей на *G. huxleyi*. В прибрежных водах, подверженных влиянию речного стока, интенсивное развитие *G. huxleyi* наблюдается на фоне повышения биомассы фитопланктона. Межгодовые колебания речного стока могут влиять на особенности весеннего развития фитопланктона в этих районах Черного моря. Более интенсивное развитие кокколитофорид наблюдается в годы, когда средние значения концентрации хлорофилла *a* уменьшаются. Массовое развитие кокколитофорид в Черном море может происходить и в холодный период года, но интенсивность и временная шкала таких процессов существенно меняются по акватории в разные годы, поэтому значимых пиков на кривой сезонного хода нормализованных аномалий рассеяния света назад частицами взвеси в большинстве районов не наблюдается. Только на северо-западном шельфе происходит значимое и достаточно регулярное увеличение этого показателя в холодный период года (с декабря по февраль), при этом интенсивное развитие *G. huxleyi* отмечается на фоне снижения общей биомассы фитопланктона.

Таким образом, основным фактором, обеспечивающим преимущество *G. huxleyi* в развитии на протяжении всего года в Черном море, очевидно, является способность кокколитофорид поддерживать высокие скорости роста при низких концентрациях биогенных элементов в воде. Поэтому доля *G. huxleyi* в фитопланктоне в различных районах моря периодически возрастает при ухудшении условий минерального питания, в частности при снижении потоков биогенных элементов в результате повышения стабильности водного столба и/или уменьшения уровня берегового стока. Но в начале лета ключевым фактором, определяющим регулярное массовое развитие *G. huxleyi* по всей акватории Черного моря, как и в других районах Мирового океана, является способность кокколитофорид расти с максимальной скоростью в широком диапазоне значений освещенности, вплоть до экстремально высокой освещенности, ингибирующей рост всех остальных групп микроводорослей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Representing key phytoplankton functional groups in ocean carbon cycle models: Coccolithophorids / M. D. Iglesias-Rodriguez [et al.] // Global Biogeochemical Cycles. 2002. Vol. 16, iss. 4. 1100. <https://doi.org/10.1029/2001GB001454>

2. Balch W. M. The Ecology, Biogeochemistry, and Optical Properties of Coccolithophores // Annual Review of Marine Science. 2018. Vol. 3, iss. 10. P. 71–98. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-121916-063319>
3. Balch W. M., Holligan P. M., Kilpatrick K. A. Calcification, photosynthesis and growth of the bloom-forming coccolithophore, *Emiliania huxleyi* // Continental Shelf Research. 1992. Vol. 12, iss. 12. P. 1353–1374. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(92\)90059-s](https://doi.org/10.1016/0278-4343(92)90059-s)
4. Relating coccolithophore calcification rates to phytoplankton community dynamics: regional differences and implications for carbon export / A. J. Poulton [et al.] // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2007. Vol. 54, iss. 5–7. P. 538–557. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.12.003>
5. Coccolithophore growth and calcification in a changing ocean / K. M. Krumhardt [et al.] // Progress in Oceanography. 2017. Vol. 159, iss. 23. P. 276–295. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2017.10.007>
6. Coccolithophore Growth and Calcification in an Acidified Ocean: Insights from Community Earth System Model Simulations ocean / K. M. Krumhardt [et al.] // Journal of Advances in Modeling Earth Systems. 2019. Vol. 11, iss. 5. P. 1418–1437. <https://doi.org/10.1029/2018MS001483>
7. Apparent increase in coccolithophore abundance in the subtropical North Atlantic from 1990 to 2014 / K. M. Krumhardt [et al.] // Biogeosciences. 2016. Vol. 13, iss. 4. P. 1163–1177. <https://doi.org/10.5194/bg-13-1163-2016>
8. Poleward expansion of the coccolithophore *Emiliania huxleyi* / A. Winter [et al.] // Journal of Plankton Research. 2014. Vol. 36, iss. 2. P. 316–325. <https://doi.org/10.1093/plankt/fbt110>
9. Pan genome of the phytoplankton *Emiliania* underpins its global distribution / B. Read [et al.] // Nature. 2013. Vol. 499. P. 209–213. <https://doi.org/10.1038/nature12221>
10. Sedimentation of phytoplankton during a diatom bloom: rates and mechanisms / T. Kiørboe [et al.] // Journal of Marine Research. 1996. Vol. 54, iss. 6. P. 1123–1148. <https://doi.org/10.1357/0022240963213754>
11. Smayda T. J. What is a bloom? A commentary // Limnology and Oceanography. 1997. Vol. 42, iss. 5. P. 1132–1136. https://doi.org/10.4319/lo.1997.42.5_part_2.1132
12. Toxic and Harmful Microalgae of the World Ocean / P. Lassus [et al.]. Nantes : International Society for the Study of Harmful Algae/Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, 2016. 523 p. (IOC manuals and Guides ; vol. 68).
13. Nutrient enrichment alters phytoplankton biomass and composition via silicon limitation / K. Makareviciute-Fichtner [et al.] // Frontiers in Marine Science. 2024. Vol. 11. 1289768. <https://doi.org/10.3389/fmars.2024.1289768>
14. Richardson K. Harmful or Exceptional Phytoplankton Blooms in the Marine Ecosystem // Advances in Marine Biology. 1997. Vol. 31. P. 301–385. [https://doi.org/10.1016/S0065-2881\(08\)60225-4](https://doi.org/10.1016/S0065-2881(08)60225-4)
15. Kahru M., Nommann S. The phytoplankton spring bloom in the Baltic Sea in 1985, 1986: Multitude of spatiotemporal scales // Continental Shelf Research. 1990. Vol. 10, iss. 4. P. 329–354. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(90\)90055-Q](https://doi.org/10.1016/0278-4343(90)90055-Q)
16. Carstensen J., Henriksen P., Heiskanen A.-S. Summer algal blooms in shallow estuaries: Definition, mechanisms, and link to eutrophication // Limnology and Oceanography. 2007. Vol. 52, iss. 1. P. 370–384. <https://doi.org/10.4319/lo.2007.52.1.0370>
17. Paerl H. W. Nuisance phytoplankton blooms in coastal, estuarine and inland waters // Limnology and Oceanography. 1988. Vol. 33, iss. 4, part 2. P. 823–843. <https://doi.org/10.4319/lo.1988.33.4part2.0823>
18. Margalef R. Life-forms of phytoplankton as survival alternatives in an unstable environment // Oceanologica Acta. 1978. Vol. 1, iss. 4. P. 493–509.

19. *Isles P. D., Pomati F.* An operational framework for defining and forecasting phytoplankton blooms // *Frontiers in Ecology and the Environment*. 2021. Vol. 19, iss. 8. P. 443–450. <https://doi.org/10.1002/fee.2376>
20. *Berseneva G., Churilova T., Georgieva L.* Seasonal variability in pigment concentration, taxonomic structure of phytoplankton community in western part of the Black Sea // *Oceanology*. 2004. Vol. 44, iss. 3. P. 362–371. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.762833>
21. *Pautova L. A., Mikaelyan A. S., Silkin V. A.* Structure of plankton phytocoenoses in the shelf waters of the northeastern Black Sea during the *Emiliana huxleyi* bloom in 2002–2005 // *Oceanology*. 2007. Vol. 47, iss. 3. P. 408–417. <https://doi.org/10.1134/S0001437007030101>
22. Phytoplankton blooms in Black Sea and Mediterranean coastal ecosystems subjected to anthropogenic eutrophication: similarities and differences / S. Moncheva [et al.] // *Estuarine Coastal and Shelf Science*. 2001. Vol. 53, iss. 3. P. 281–295. <https://doi.org/10.1006/ecss.2001.0767>
23. *Stramski D., Kiefer D. A.* Light scattering by microorganisms in the open ocean // *Progress in Oceanography*. 1991. Vol. 28, iss. 4. P. 343–383. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(91\)90032-h](https://doi.org/10.1016/0079-6611(91)90032-h)
24. *Cokacar T., Oguz T., Kubilay N.* Satellite-detected early summer coccolithophore blooms and their interannual variability in the Black Sea // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2004. Vol. 51, iss. 8. P. 1017–1031. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2004.03.007>
25. Satellite monitoring of coccolithophore blooms in the Black Sea from ocean color data / O. Kopelevich [et al.] // *Remote Sensing of Environment*. 2014. Vol. 146. P. 113–123. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.09.009>
26. *Kubryakov A. A., Mikaelyan A. S., Stanichny S. V.* Summer and winter coccolithophore blooms in the Black Sea and their impact on production of dissolved organic matter from Bio-Argo data // *Journal of Marine Systems*. 2019. Vol. 199. 103220. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2019.103220>
27. Regional algorithm for estimating high coccolithophore concentration in the northeastern part of the Black Sea / S. Vazyulya [et al.] // *Remote Sensing*. 2023. Vol. 15, iss. 9. 2219. <https://doi.org/10.3390/rs15092219>
28. *Cazzaniga I., Zibordi G., Mélin F.* Spectral variations of the remote sensing reflectance during coccolithophore blooms in the Western Black Sea // *Remote Sensing of Environment*. 2021. Vol. 264. 112607. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112607>
29. The Black Sea IOPs based on SeaWiFS data / V. Suslin [et al.] // *Proceedings of SPIE. Tomsk, 2016. Vol. 10035 : XXII International Symposium «Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics»*. 1003531. <https://doi.org/10.1117/12.2248332>
30. *Suslin V., Churilova T.* A regional algorithm for separating light absorption by chlorophyll-*a* and coloured detrital matter in the Black Sea, using 480–560 nm bands from ocean colour scanners // *International Journal of Remote Sensing*. 2016. Vol. 37, iss. 18. P. 4380–4400. <https://doi.org/10.1080/01431161.2016.1211350>
31. *Чурилова Т. Я., Суслин В. В.* О причинах доминирования *Emiliana huxleyi* в фитопланктоне глубоководной части Черного моря в начале лета // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь, 2012. Вып. 26, т. 2. С. 195–203. EDN VWSEIL*.
32. *Dorofeev V. L.* Modeling of decadal variations in the Black-Sea ecosystem // *Physical Oceanography*. 2009. Vol. 19, iss. 6. P. 400–409. <https://doi.org/10.1007/s11110-010-9062-6>
33. *Иванов В. А., Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. Севастополь : НАН Украины, Морской гидрофизический институт, 2011. 212 с. EDN XPERZR.
34. *Суслин В. В., Чурилова Т. Я.* Упрощенный метод расчета спектрального диффузного коэффициента ослабления света в верхнем слое Черного моря на основе спутниковых данных // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь, 2010. Вып. 22. С. 47–60. EDN WTBHRN*.
35. *Behrenfeld M. J.* Abandoning Sverdrup's Critical Depth Hypothesis on phytoplankton blooms // *Ecology*. 2010. Vol. 91, iss. 4. P. 977–989. <https://doi.org/10.1890/09-1207.1>

36. The onset of the spring phytoplankton bloom in the coastal North Sea supports the Disturbance Recovery Hypothesis / R. González-Gil [et al.] // *Biogeosciences*. 2022. Vol. 19, iss. 9. P. 2417–2426. <https://doi.org/10.5194/bg-19-2417-2022>
37. Photoacclimation of photosynthesis irradiance response curves and photosynthetic pigments in microalgae and cyanobacteria / H. L. MacIntyre [et al.] // *Journal of Phycology*. 2002. Vol. 38, iss. 1. P. 17–38. <https://doi.org/10.1046/j.1529-8817.2002.00094.x>
38. Primary productivity and biogeochemical cycles in the sea / Ed. P. G. Falkowski, A. D. Woodhead, K. Vivirito. New York : Springer, 1992. 550 p. <https://doi.org/10.1007/978-1-4899-0762-2>
39. *Falkowski P. G., Raven J. A.* Aquatic photosynthesis. New Jersey : Princeton University Press, 2007. 488 p. <https://doi.org/10.1515/9781400849727>
40. *Richardson K., Beardall J., Raven J. A.* Adaptation of unicellular algae to irradiance: an analysis of strategies // *New Phytologist*. 1983. Vol. 93. P. 157–191. <https://doi.org/10.1111/J.1469-8137.1983.TB03422.X>
41. Cell and growth characteristics of types A and B of *Emiliania huxleyi* (Prymnesiophyceae) as determined by flow cytometry and chemical analyses / J. D. van Bleijswijk [et al.] // *Journal of Phycology*. 1994. Vol. 30, iss. 2. P. 230–241. <https://doi.org/10.1111/j.0022-3646.1994.00230.x>
42. *Nielsen M. V.* Growth, dark respiration and photosynthetic parameters of the coccolithophorid *Emiliania huxleyi* (Prymnesiophyceae) acclimated to different day length-irradiance combinations // *Journal of Phycology*. 1997. Vol. 33, iss. 5. P. 818–822. <https://doi.org/10.1111/j.0022-3646.1997.00818.x>
43. The trade-off between the light-harvesting and photoprotective functions of fucoxanthin-chlorophyll proteins dominates light acclimation in *Emiliania huxleyi* (clone CCMP 1516) / B. A. McKew [et al.] // *New Phytologist*. 2013. Vol. 200, iss. 1. P. 74–85. <https://doi.org/10.1111/nph.12373>
44. *Paasche E.* A review of the coccolithophorid *Emiliania huxleyi* (Prymnesiophyceae) with particular reference to growth, coccolith formation, and calcification–photosynthesis interactions // *Phycologia*. 2002. Vol. 40, iss. 6. P. 503–529. <https://doi.org/10.2216/i0031-8884-40-6-503.1>
45. *Gafar, N. A., Schulz K. G.* A three-dimensional niche comparison of *Emiliania huxleyi* and *Gephyrocapsa oceanica*: reconciling observations with projections // *Biogeosciences*. 2018. Vol. 15, iss. 11. P. 3541–3560. <https://doi.org/10.5194/bg-15-3541-2018>
46. *Raven J. A.* The cost of photoinhibition // *Physiologia Plantarum*. 2011. Vol. 142, iss. 1. P. 87–104. <https://doi.org/10.1111/j.1399-3054.2011.01465.x>
47. *Neumann G., Pierson W. J.* Principles of physical oceanography. Englewood Cliffs : Prentice-Hall, 1966. P. 230–233.
48. Photosynthetically available radiation on surface of the Black Sea based on ocean color data / V. V. Suslin [et al.] // *Proceedings of SPIE. Tomsk, 2015. Vol. 9680 : 21st International Symposium Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*. 96800T. <https://doi.org/10.1117/12.2203660>
49. Концентрация хлорофилла «а» и поглощение света окрашенным растворенным органическим веществом в черном море зимой (2018) и летом (2020) / Т. Я. Чурилова [и др.] // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2024. № 3 (в печати).
50. *Napp J. M., Hunt G. L. J.* Anomalous conditions in the south-eastern Bering Sea 1997: linkages among climate, weather, ocean and biology // *Fish Oceanography*. 2001. Vol. 10, iss. 1. P. 61–68. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2419.2001.00155.x>
51. Ecology of coccolithophores in the Indian sector of the Southern Ocean / R. Mohan [et al.] // *Marine Micropaleontology*. 2008. Vol. 67, iss. 1–2. P. 30–45. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2007.08.005>
52. Calcite production by coccolithophores in the south east Pacific Ocean / L. Beaufort [et al.] // *Biogeosciences*. 2008. Vol. 5, iss. 4. P. 1101–1117. <https://doi.org/10.5194/bg-5-1101-2008>

53. O'Brien, C. J., Vogt M., Gruber N. Global coccolithophore diversity: Drivers and future change // Progress in Oceanography. 2016. Vol. 140. P. 27–42. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2015.10.003>
54. Oguz T., Merico A. Factors controlling the summer *Emiliania huxleyi* bloom in the Black Sea: A modeling study // Journal of Marine Systems. 2006. Vol. 59, iss. 3–4. P. 173–188. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2005.08.002>
55. Nanninga H., Tyrrell T. Importance of light for the formation of algal blooms by *Emiliania huxleyi* // Marine Ecology Progress Series. 1996. Vol. 136. P. 195–203. <https://doi.org/10.3354/meps136195>
56. Карабаев Г. С., Шеберстов С. В., Якубенко В. Г. Июньский максимум нормализованной яркости и его связь с гидрологическими условиями и цветением кокколитофорид в Черном море // Океанология. 2006. Т. 46, № 3. С. 331–343. EDN HUBJRF.
57. Summer Blooming of Coccolithophorids in the Northeastern Black Sea / A. S. Mikaelyan [et al.] // Oceanology. 2005. Vol. 45. P. S127–S138.
58. Geider R. J., Macintyre H. L., Kana T. Dynamic model of phytoplankton growth and acclimation: Responses of the balanced growth rate and the chlorophyll *a*:carbon ratio to light, nutrient-limitation and temperature // Marine Ecology Progress Series. 1997. Vol. 148, iss. 1–3. P. 187–200. <https://doi.org/10.3354/meps148187>
59. Iron limits primary productivity during spring bloom development in the central North Atlantic / C. M. Moore [et al.] // Global Change Biology. 2006. Vol. 12, iss. 4. P. 626–634. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01122.x>
60. Cullen J. J., Yang X., MacIntyre H. L. Nutrient limitation of marine photosynthesis // Primary Productivity and Biogeochemical Cycles in the Sea / Ed. P. G. Falkowski, A. V. Woodhead. NY : Plenum Press, 1992. P. 69–88. https://doi.org/10.1007/978-1-4899-0762-2_5
61. Reigman R., Noordeloos A. A. M., Cadée G. C. Phaeocystis blooms and eutrophication of the continental coastal zones of the North Sea // Marine Biology. 1992. Vol. 112, iss. 3. P. 479–484. <https://doi.org/10.1007/BF00356293>
62. Egge J. K., Heimdal B. R. Blooms of phytoplankton including *Emiliania huxleyi* (Haptophyta). Effects of nutrient supply in different N:P ratios // Sarsia. 1994. Vol. 79, iss. 4. P. 333–348. <https://doi.org/10.1080/00364827.1994.10413565>
63. Tyrrell T., Taylor A. H. A modelling study of *Emiliania huxleyi* in the NE Atlantic // Journal of Marine Systems. 1996. Vol. 9, iss. 1–2. P. 83–112. [https://doi.org/10.1016/0924-7963\(96\)00019-x](https://doi.org/10.1016/0924-7963(96)00019-x)
64. Кривенко О. В. Содержание и потребление неорганических соединений азота в Черном море // Морской экологический журнал. 2008. Т. 7, № 4. С. 13–26. EDN TYNYTZ.
65. Кривенко О. В. Основные закономерности формирования «новой» и регенерационной продукции в Черном море // Морской гидрофизический журнал. 2006. № 6. С. 29–43. EDN YOFQSD.
66. Кривенко О. В., Пархоменко А. В. Восходящий и регенерационный потоки неорганических соединений азота и фосфора в глубоководной области Черного моря // Журнал общей биологии. 2014. Т. 75, № 5. С. 394–408. EDN SNHZID.
67. Coccolithophore ecology in the tropical and subtropical Atlantic Ocean: new perspectives from the Atlantic meridional transect (AMT) programme / A. J. Poulton [et al.] // Progress in Oceanography. 2017. Vol. 158. P. 150–170. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2017.01.003>
68. Godrikan J., Drapeau D. T., Balch W. M. Osmotrophy of dissolved organic carbon by coccolithophores in darkness // New Phytologist. 2022. Vol. 233, iss. 2. P. 781–794. <https://doi.org/10.1111/nph.17819>
69. The possession of coccoliths fails to deter microzooplankton grazers / K. M. J. Mayers [et al.] // Frontiers in Marine Science. 2020. Vol. 7. 569896. <https://doi.org/10.3389/fmars.2020.569896>
70. Питание массовых видов растительного планктона черного моря и их роль в потреблении кокколитофорид / А. Б. Амелина [и др.] // Океанология. 2017. Т. 57, № 6. С. 894–905. EDN ZVRIBH.

71. Грезе В. Н., Федорина А. И. Численность и биомасса зоопланктона // Основы биологической продуктивности Черного моря / под ред. В. Н. Грезе. Киев : Наукова думка, 1979. С. 157–164.
72. Многолетняя динамика мезозоопланктона в Севастопольской бухте (1976-1996) на примере Copepoda / А. Д. Губанова [и др.] // Океанология. 2002. Т. 42, № 4. С. 537–545.
73. Rost B., Riebesell U. Coccolithophores and the biological pump: responses to environmental changes // Coccolithophores: from molecular processes to global impact / Ed. H. R. Thierstein, J. R. Young. Heidelberg ; Berlin : Springer, 2004. P. 99–125. https://doi.org/10.1007/978-3-662-06278-4_5
74. Müller M. N. On the genesis and function of coccolithophore calcification // Frontiers in Marine Science. 2019. Vol. 6. 49. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00049>
75. Influence of the calcium carbonate shell of coccolithophores on ingestion and growth of a dinoflagellate predator / M. Haunost [et al.] // Frontiers in Marine Science. 2021. Vol. 8. 664269. <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.664269>
76. Why marine phytoplankton calcify / F. M. Monteiro [et al.] // Science Advances. 2016. Vol. 2, iss. 7. e1501822. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1501822>
77. Nelson N. B., Siegel D. A. The Global distribution and dynamics of chromophoric dissolved organic matter // Annual Review of Marine Science. 2013. Vol. 5, iss. 1. P. 447–476. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120710-100751>
78. State of the Environment of the Black Sea (2001 - 2006/7) / Ed. T. Oguz. Istanbul : Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution, 2008. 488 p.
79. Tozzi S., Schofield O., Falkowski P. Historical climate change and ocean turbulence as selective agents for two key phytoplankton functional groups // Marine Ecology Progress Series. 2004. Vol. 274. P. 123–132. <https://doi.org/10.3354/meps274123>
80. Estrada M., Alcaraz M., Marrase C. Effects of turbulence on the composition of phytoplankton assemblages in marine microcosms // Marine Ecology Progress Series. 1987. Vol. 38, iss. 3. P. 267–281. <https://doi.org/10.3354/meps038267>
81. Why is the land green and the ocean red? // Coccolithophores: from molecular processes to global impact / P. Falkowski [et al.] / Ed. H. R. Thierstein, J. R. Young. Heidelberg ; Berlin : Springer, 2004. P. 429–453. https://doi.org/10.1007/978-3-662-06278-4_16
82. New Evidence for Morphological and Genetic Variation in the Cosmopolitan Coccolithophore *Emiliana Huxleyi* (Prymnesiophyceae) from the *Cox1b-Atp4* Genes / K. Hagino [et al.] // Journal of Phycology. 2011. Vol. 47, iss. 5. P. 1164–1176. <https://doi.org/10.1111/j.1529-8817.2011.01053.x>
83. Rapid diversification underlying the global dominance of a cosmopolitan phytoplankton / E. M. Bendif [et al.] // ISME Journal. 2023. Vol. 17, iss. 4. P. 630–640. <https://doi.org/10.1038/s41396-023-01365-5>
84. Wheeler G. L., Sturm D., Langer G. *Gephyrocapsa huxleyi* (*Emiliana huxleyi*) as a model system for coccolithophore biology // Journal of Phycology Journal of Phycology. 2023. Vol. 59, iss. 6. P. 1123–1129. <https://doi.org/10.1111/jpy.13404>

Об авторах:

Чурилова Татьяна Яковлевна, ведущий научный сотрудник, руководитель лаборатории фотосинтеза и биооптики моря, ФГБУН ФИЦ ИнБЮМ (299011, Россия, г. Севастополь, пр. Нахимова, д. 2), кандидат биологических наук, **ORCID ID: 0000-0002-0045-7284**, **Scopus Author ID: 6603622802**, **ResearcherID: O-8437-2016**, **SPIN-код: 2238-9533**, tanya.churilova@ibss-ras.ru

Суслин Вячеслав Владимирович, ведущий научный сотрудник, руководитель отдела динамики океанических процессов, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-8627-7603**, **Scopus Author ID: 6603566261**, **ResearcherID: B-4994-2017**, **SPIN-код: 1681-7926**, slava.suslin@mhi-ras.ru

Кривенко Ольга Валериевна, ведущий научный сотрудник, руководитель лаборатории функциональной геномики, ФГБУН ФИЦ ИнБЮМ (299011, Россия, г. Севастополь, пр. Нахимова, д. 2), кандидат биологических наук, **ORCID ID: 0000-0001-6292-5293**, **Scopus AuthorID: 6602415951**, **ResearcherID: O-8541-2016**, **SPIN-код: 1828-7516**, krivenko@ibss-ras.ru

Научная статья

УДК 551.464.32

EDN: VMGLYK

Биогеохимические характеристики поверхностного слоя и потока CO₂ в системе океан – атмосфера в заливах Западного Шпицбергена

Н. К. Алексеева , А. Л. Никулина, Е. В. Блошкина, Я. В. Швед,
И. В. Рыжов, А. Е. Новихин, М. С. Махотин

Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург, Россия
 nkalekseeva@aari.ru

Поступила в редакцию 26.06.2024; одобрена после рецензирования 21.08.2024;
принята к публикации 12.09.2024.

Аннотация

Цель. Оценка пространственной изменчивости и сезонной динамики параметров карбонатной системы во фьордах Западного Шпицбергена по результатам экспедиционных исследований в весенний (апрель) и летний (август) сезоны 2023 г. – цель данной работы.

Методы и результаты. Изучены физико-химические параметры воды, такие как общая щелочность, pH и содержание биогенных компонентов. Анализ проб был выполнен в химико-аналитической лаборатории Российского научного центра на архипелаге Шпицберген (РНЦШ). Измерение pH проводилось с помощью лабораторного pH-метра *Mettler Toledo Seven Compact S220*. Общая щелочность определялась методом прямого титрования соляной кислотой с визуальным определением точки эквивалентности. Концентрации фосфатов и силикатов, хлорофилла *a* измерялись стандартными спектрометрическими методами. Параметры карбонатной системы, направление и скорость потока CO₂ были рассчитаны в программе *Program Developed for CO₂ System calculations*. Обнаруженные сезонная динамика и вариабельность карбонатной системы тесно связаны с атмосферными условиями, сезонной изменчивостью водных масс, интенсивностью биопродуктивности. Полученные оценки потока углекислого газа по данным за август 2023 г. позволяют сделать вывод о его поглощении в Грэнфьорде (–1,52 ... –4,76 ммоль м^{–2} · сут^{–1}) и Исфьорде (–0,12 ... –1,0 ммоль м^{–2} · сут^{–1}) в этот период, в Биллефьорде наблюдается локальная область с положительно направленным потоком углекислого газа (1,2–2,6 ммоль м^{–2} · сут^{–1}).

Выводы. В результате выполненных исследований в заливах были выявлены выраженные сезонные колебания параметров карбонатной системы и потоков углекислого газа, сходные с колебаниями в других внутренних фьордах Шпицбергена. Полученные результаты подчеркивают значимость карбонатных параметров для понимания биогеохимического баланса биогеохимических процессов в морских экосистемах в условиях глобального изменения климата.

Ключевые слова: фьорды Западного Шпицбергена, морская карбонатная система, поток CO₂, хлорофилл *a*, арагонит, Арктика

Благодарности: сбор материала осуществлен в 2023 г. Арктическим и Антарктическим научно-исследовательским институтом (ААНИИ) на архипелаге Шпицберген в рамках Российской научной арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген (РАЭ-Ш). Авторы выражают благодарность отделу координации и планирования научных исследований РАЭ-Ш за постоянное внимание к работе и качественную организацию полевых исследований, а также сотрудникам зимовочного состава РАЭ-Ш в пос. Баренцбург за оказанное содействие при выполнении полевых и лабораторных исследований. Работы выполнены в рамках Федеральной научно-технической программы в области экологического развития Российской Федерации и климатических изменений на 2021–2030 годы. Соглашение № 169-03-2024-072.

Для цитирования: Биогеохимические характеристики поверхностного слоя и потоки CO₂ в системе океан – атмосфера в заливах Западного Шпицбергена / Н. К. Алексеева [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 6. С. 878–890. EDN VMGLYK.

Original article

Biogeochemical Characteristics of the Surface Layer and CO₂ Fluxes in the Ocean – Atmosphere System in the Fjords of Western Spitsbergen

N. K. Alekseeva ✉, A. L. Nikulina, E. V. Bloshkina, Ya. V. Shved,
I. V. Ryzhov, A. E. Novikhin, M. S. Makhotin

Arctic and Antarctic Research Institute, Saint-Petersburg, Russia

✉ nkalekseeva@aari.ru

Abstract

Purpose. The study is purposed at assessing and analyzing spatial variability and seasonal dynamics of the carbonate system parameters in the fjords of Western Spitsbergen based on the results of field research in the spring (April) and summer (August) seasons, 2023.

Methods and Results. The physical and chemical parameters of water, such as total alkalinity, pH and nutrient component contents are studied. The samples are analyzed in the chemical analytical laboratory of the Russian Scientific Center at the Spitsbergen (RSCS). pH is measured using a *Mettler Tolloedo Seven Compact S220* laboratory pH-meter, and total alkalinity – by direct titration of a seawater sample with a 0.02 hydrochloric acid solution (the equivalence point is determined visually). The concentrations of phosphates and silicates, as well as chlorophyll *a* are measured by standard spectrometric methods. The carbonate system parameters, and CO₂ flux direction and speed are computed within the *Program Developed for CO₂ System calculations*. The revealed seasonal dynamics and variability of the carbonate system parameters are closely related to the atmospheric conditions, water mass seasonal variability and intensity of bioproductivity. The estimates of carbon dioxide flux obtained using the data for August 2023 permit to conclude that during this period it is absorbed in Grønfjord (–1.52 ... –4.76 mmol m^{–2}·day^{–1}) and Isfjord (–0.12 ... –1.0 mmol m^{–2}·day^{–1}), whereas in Billefjord a local area with positively directed CO₂ flux (1.2–2.6 mmol m^{–2}·day^{–1}) is noted.

Conclusions. The studies carried out in the fjords have resulted in revealing seasonal fluctuations in the carbonate system parameters and the carbon dioxide fluxes similar to those in other inner fjords of Spitsbergen. The obtained results highlight the importance of the carbonate system parameters in understanding the biogeochemical balance and the state of marine ecosystems in the context of climate change.

Keywords: Western Spitsbergen fjords, marine carbonate system, CO₂ flux, chlorophyll *a*, aragonite, Arctic

Acknowledgments: The material was collected by the Arctic and Antarctic Research Institute (AARI) at the Spitsbergen within the framework of the Russian scientific Arctic expedition to the Spitsbergen (RAE-S) in 2023. The authors are grateful to the Department of research coordination and planning of RAE-S for their constant attention to the work and high-quality organization of field studies, as well as

to the RAE-S wintering staff in Barentsburg for their assistance in performing field and laboratory research. The study was carried out within the framework of Federal scientific and technical program for ecological development of Russian Federation and climate change for 2021–2030. Agreement No. 169-03-2024-072.

For citation: Alekseeva, N.K., Nikulina, A.L., Bloshkina, E.V., Shved, Ya.V., Ryzhov, I.V., Novikhin, A.E. and Makhotin, M.S., 2024. Biogeochemical Characteristics of the Surface Layer and CO₂ Fluxes in the Ocean – Atmosphere System in the Fjords of Western Spitsbergen. *Physical Oceanography*, 31(6), pp. 826-837.

Введение

Глобальное изменение климатической системы нашей планеты является одной из ключевых проблем, оказывающих существенное влияние практически на все сферы человеческой деятельности. Полярные области Земли и, в частности, Северный Ледовитый океан – важнейшие индикаторы и факторы этих изменений. В последние десятилетия в арктическом регионе наблюдаются сокращение площади ледяного покрова, увеличение влияния атлантических вод, интенсификация циклонической деятельности, что ведет к перестройке структуры водной толщи и изменению интенсивности гидрохимических и гидробиологических процессов.

Наибольшие изменения климатической системы происходят в Западной Арктике, в том числе в регионе арх. Шпицберген. Исследования работы [1] выявили увеличение на 4°C среднегодовой температуры приземного воздуха на западе Шпицбергена в период 1970–2012 гг., что значительно превышает рост (0,7°C) глобальной температуры воздуха за этот период. При этом установлено наибольшее увеличение температуры воздуха на 7°C в зимний период на севере от Шпицбергена с 1979 г. по результатам реанализа *ERA-Interim* Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды [2].

Вместе с этим во фьордах Западного Шпицбергена температура атлантических водных масс увеличилась (напр., на 0,2°C в Исфьорде [3]), были зафиксированы более частые вторжения атлантической воды в системы западных фьордов [4, с. 5]. Также наблюдается отрицательный тренд баланса массы ледников на архипелаге [5], что способствует увеличению выбросов талой ледниковой воды в прибрежные морские воды. Все эти климатические изменения оказывают влияние на происходящие биогеохимические процессы во фьордах Западного Шпицбергена, в частности на морскую карбонатную систему.

Карбонатная система регулирует pH морской воды и контролирует циркуляцию углекислого газа (CO₂) между биосферой, литосферой, атмосферой и океанами [6]. Ее основными параметрами являются общая щелочность (*TA*), растворенный неорганический углерод (*DIC*), pH и парциальное давление CO₂ (*pCO₂*)¹. Зная эти параметры, с учетом скорости ветра и *pCO₂* в атмосфере мы можем дать количественную оценку и определить, поглощает ли океан углекислый газ или выделяет его в атмосферу.

¹ Dickson A. G. The carbon dioxide system in seawater: Equilibrium chemistry and measurements // Guide to Best Practices for Ocean Acidification Research and Data Reporting. Luxembourg : Publications office of the European Union, 2010. P. 17–40.

Фьорды Западного Шпицбергена расположены в зоне активного взаимодействия теплых, соленых атлантических и холодных, более пресных арктических вод. Район исследования включал в себя Исфьорд, являющийся одним из крупнейших фьордов в Арктике и вторым по длине на арх. Шпицберген, Грэнфьорд – относительно небольшой фьорд, расположенный на южной стороне Исфьорда, недалеко от его горла, и Биллефьорд, находящийся во внутренней части Исфьорда. Для всех фьордов выделяют 7 типов водных масс: поверхностные, промежуточные, трансформированные, атлантические, арктические, локальные и зимние [7, с. 129].

В отличие от хорошо изученного гидрологического режима исследования особенностей биогеохимических процессов и параметров карбонатной системы во фьордах Западного Шпицбергена носят более фрагментарный характер. Более того, небольшой объем данных, связанных с этой темой, часто ограничен отдельными участками фьордов, что препятствует их более широкой интерпретации [1, 8–10]. Так, в системе Исфьорда большинство исследований, в результате которых была описана сезонная динамика таких параметров вод, как pH, TA , растворенный кислород, DIC , степень насыщенности вод арагонитом (Ω_{Ar}) и др. [1, 10, 11], было выполнено в небольших по размеру Темплфьорде и Адвентфьорде в 2011–2017 гг. Наблюдения показали, что ледниковое влияние отражается в биогеохимической структуре вод Темплфьорда как в летнее, так и в зимнее время года [11]. Результаты продемонстрировали значительное влияние прибрежного стока и талой ледниковой воды на карбонатную систему и способность к поглощению CO_2 . Анализ данных, полученных в Адвентфьорде, показал, что основным фактором изменчивости TA и DIC являлись колебания солености, связанные с речным стоком, процессами перемешивания и адвекцией водных масс: 77 и 45% соответственно. Биологическая активность обеспечивала 60% ежемесячных колебаний Ω_{Ar} , а изменения солености практически не оказывали влияния (5%) [1]. Анализ измерений в Темплфьорде [8] подтвердил, что увеличение запасов пресной воды (наземной и ледниковой) превращает океан из источника CO_2 в его поглотитель и обеспечивает положительную обратную связь с закислением океана.

При этом измерений параметров биогеохимической структуры вод и карбонатной системы, выполненных непосредственно в самом Исфьорде, очень мало, и все они относятся к летнему периоду [12, 13], а для Грэнфьорда и Биллефьорда таких измерений нет.

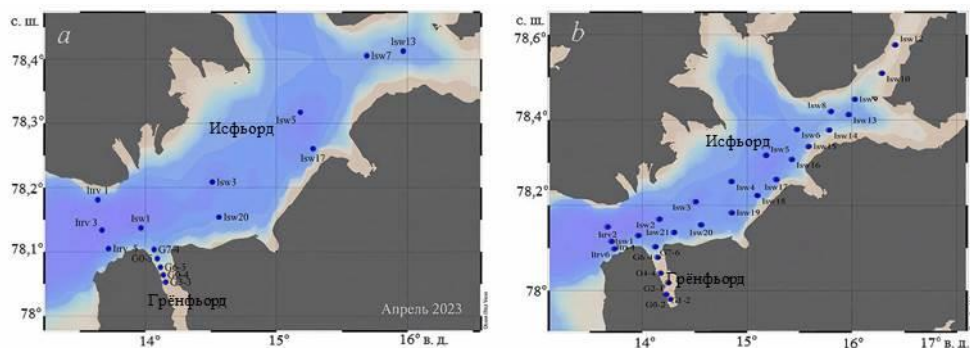
Цель данной работы – оценка пространственной изменчивости и сезонной динамики параметров карбонатной системы во фьордах Западного Шпицбергена по результатам экспедиционных исследований в весенний (апрель) и летний (август) сезоны 2023 г. Также настоящая работа вносит важный вклад в пополнение массива данных о морской карбонатной системе фьордов.

Материалы и методы

Исследования биогеохимических процессов в заливах Западного Шпицбергена, выполненные в апреле и августе 2023 г., включали в себя океанологические и гидрохимические работы. Отбор проб морской воды проводился на

заданных горизонтах. В результате лабораторного анализа этих проб были получены характеристики TA , pH, фосфатов, кремния силикатов, концентрации хлорофилла a .

Весной пробы воды из поверхностного слоя были отобраны на 15, а в летний сезон на 28 океанологических станциях в заливах Исфьорд и Грэнфьорд (рис. 1). Общее количество обработанных проб морской воды составило 790.



Р и с. 1. Станции отбора проб в заливах Западного Шпицбергена в апреле (a) и в августе (b) 2023 г.

F i g. 1. Sampling stations in the fjords of Western Spitsbergen in April (a) and August (b), 2023

В апреле 2023 г. термохалинное профилирование выполнялось с борта маломерного судна *Farm* посредством CTD-зонда *SBE-19plusV2 SeaCat*. Точность измерения датчиков кондуктивности и температуры составляла $0,0005 \text{ См} \cdot \text{м}^{-1}$ и $0,005^\circ\text{C}$ соответственно. В августе 2023 г. термохалинное профилирование в акватории Исфьорда проводилось с катера «Баренцбург», в акватории Грэнфьорда – с лодки *PolarCirkel 660 Work* CTD-зондом *RBRconcerto C.T.Dfast*. Точность измерения датчиков кондуктивности и температуры составляла $0,003 \text{ См} \cdot \text{м}^{-1}$ и $0,002^\circ\text{C}$ соответственно.

Отбор проб морской воды проводился на горизонтах 0, 5, 10, 25, 50 м батометром Рутнера. Анализ проб был выполнен в химико-аналитической лаборатории РНЦШ на арх. Шпицберген.

Измерение pH проводилось по шкале *NBS* с использованием лабораторного pH-метра *Mettler Toledo Seven Compact S220* согласно методике, изложенной в РД 52.10.735-2010, с точностью определения $\pm \Delta 0,05$. Калибровка осуществлялась по трем точкам (4,01, 7,0, 9,21) с использованием буферных растворов *Mettler Toledo*.

Для определения общей щелочности выполнялось титрование пробы раствором соляной кислоты с одновременным пропусканием через титруемую пробу потока свободного от CO_2 воздуха до точки эквивалентности с точностью измерения $\pm \Delta 0,014 \text{ ммоль} \cdot \text{л}^{-1}$ согласно методике РД 52.10.743-2010.

Содержание биогенных соединений (кремний силикатов, фосфаты) определялось стандартным спектрометрическим методом (РД 52.10.744-2020 и РД 52.10.738-2010) с точностью измерения $\pm \Delta 0,06$.

Концентрации хлорофилла a были получены методом спектрофотометрии согласно ГОСТу 17.1.4.02-90 с погрешностью $\pm \Delta 20\%$.

Компоненты карбонатной системы и степень насыщенности воды араго-нитом рассчитывались в программе *Program Developed for CO₂ System calculations*². В расчетах параметров карбонатной системы использовались константы диссоциации угольной кислоты, приведенные в работе [14].

Направление потока углекислого газа в системе вода – атмосфера было получено с использованием квадратичной параметризации Ваннинкова из работы [15] на основе данных о $p\text{CO}_2$ в воде и в атмосфере, а также о скорости ветра. В вычислениях использовались данные о содержании диоксида углерода в атмосферном воздухе, измеренного на анализаторе монооксида и диоксида углерода *CO12M Environnement S.A.*, и скорости ветра в поверхностном слое атмосферы (до 2 м), измеренной метеорологическим комплексом *Campbell Scientific*.

Результаты и обсуждения

В апреле 2023 г. к западу от 14,9° в. д. в поверхностном слое вод Исфьорда и Грэнфьорда была зафиксирована трансформированная атлантическая водная масса с положительными значениями температуры и соленостью 34,7–34,8 (рис. 2). На поверхностный слой восточной части Исфьорда атлантические воды влияния не оказывали, здесь наблюдалась локальная водная масса (температура ниже 0°C, соленость меньше 34,7), формирующаяся в осенне-зимний период в результате охлаждения поверхностной и промежуточной водных масс. При этом для всего района исследования характерным было гомогенное распределение температуры и солености по вертикали, что является типичным для этого времени года.

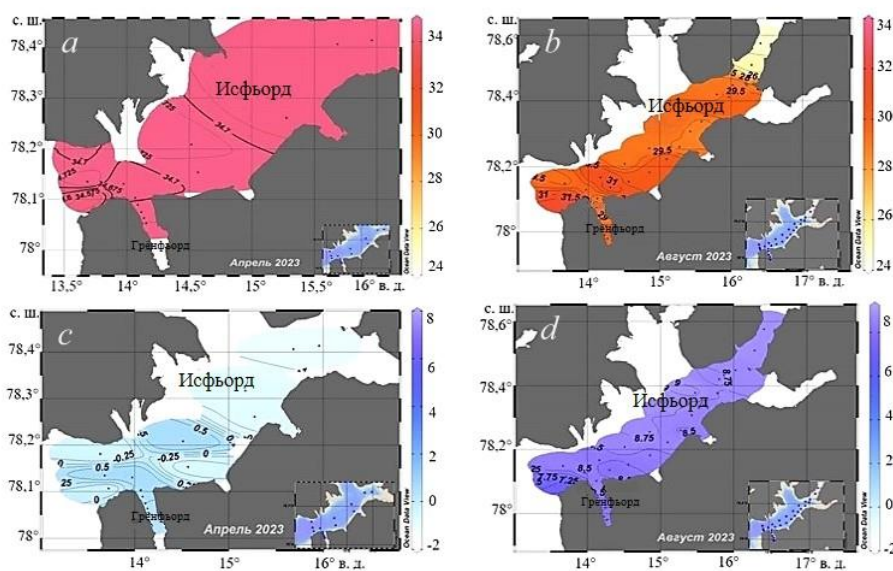


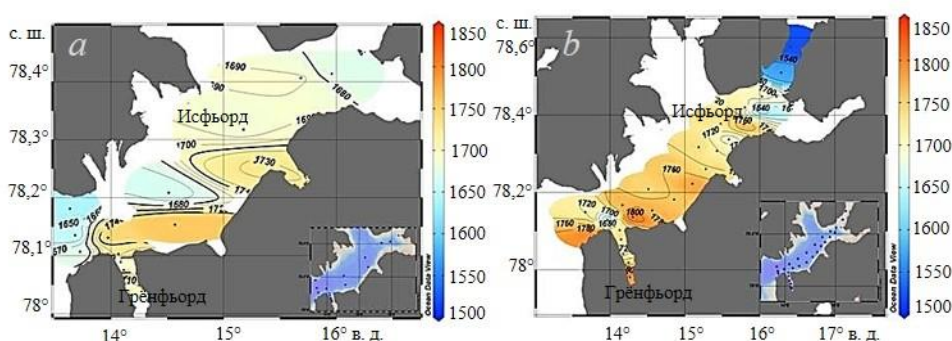
Рис. 2. Распределение гидрофизических параметров в поверхностном слое заливов Западного Шпицбергена в 2023 г.: солености в апреле (a) и в августе (b); температуры в апреле (c) и в августе (d)

Fig. 2. Distribution of hydrophysical parameters in the surface layer of the Western Spitsbergen fjords, 2023: salinity in April (a) and August (b); temperature in April (c) and August (d)

² CO₂calc – A user-friendly seawater carbon calculator for Windows, Max OS X, and iOS (iPhone) / L. L. Robbins [et al.] // Reston, U.S. : Geological Survey, 2010. 17 p.

В августе 2023 г. значения температуры и солёности на поверхности вод фьордов менялись в диапазонах 6,9–9°C и 24,7–32,3 соответственно. Минимальные значения солёности были зафиксированы в Биллефьорде на станциях (ст.) *Isw12* (24,7) и *Isw10* (25,3). На всех остальных станциях значения солёности превышали 28,8. Минимальное значение температуры наблюдалось на ст. *Itrv6*, во всех остальных точках значения температуры были > 8°C. Нижняя граница поверхностной водной массы ($T > 1^\circ\text{C}$, $S < 34,3$) в исследуемом районе была обнаружена на глубинах 30–45 м.

В апреле в Исфьорде концентрации TA изменялись в пределах 1641–1761 мкмоль·кг⁻¹, в заливе Грёнфьорд – в пределах 1686–1743 мкмоль·кг⁻¹ (рис. 3). В августе в заливе Исфьорд концентрации TA менялись в диапазоне 1610–1820 мкмоль·кг⁻¹, в заливе Грёнфьорд – в диапазоне 1710–1830 мкмоль·кг⁻¹, в заливе Биллефьорд – в диапазоне 1520–1570 мкмоль·кг⁻¹.



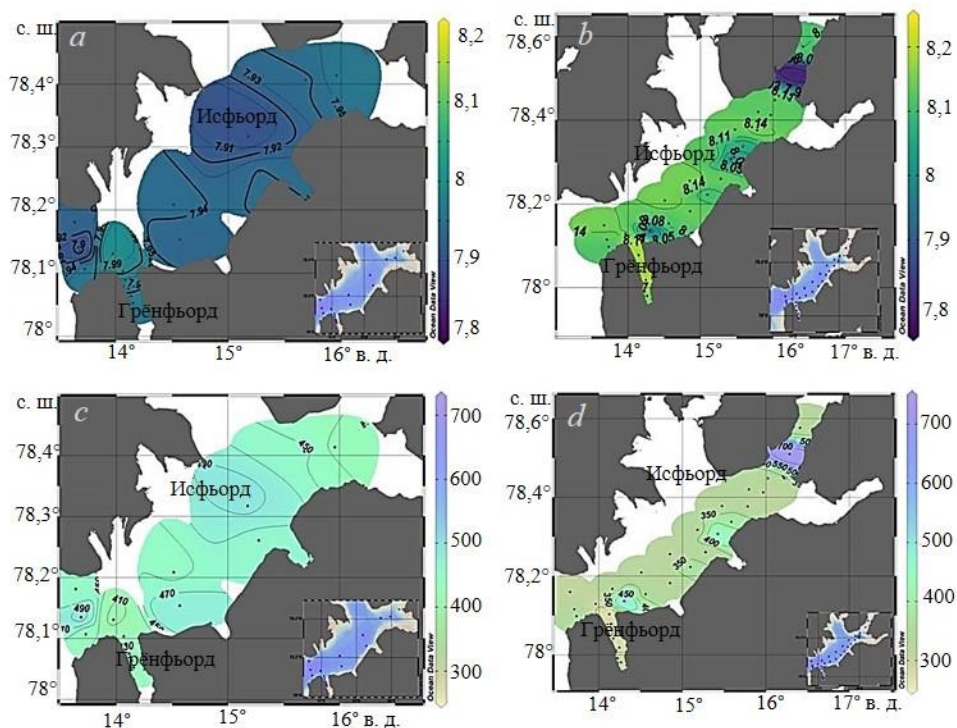
Р и с. 3. Распределение общей щёлочности (мкмоль·кг⁻¹) в апреле (а) и в августе (б) 2023 г. в поверхностном слое заливов Западного Шпицбергена

F i g. 3. Distribution of total alkalinity ($\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$) in the surface layer of the Western Spitsbergen fjords in April (a) and August (b), 2023

В апреле 2023 г. была зафиксирована незначительная пространственная изменчивость $p\text{CO}_2$ в поверхностном слое Исфьорда и Грёнфьорда – от 400 до 500 мкатм. Пониженные значения pH (7,89–8,00) и повышенные значения $p\text{CO}_2$ (рис. 4) в обоих фьордах весной 2023 г. позволяют сделать вывод о минерализации органического вещества в поверхностном слое.

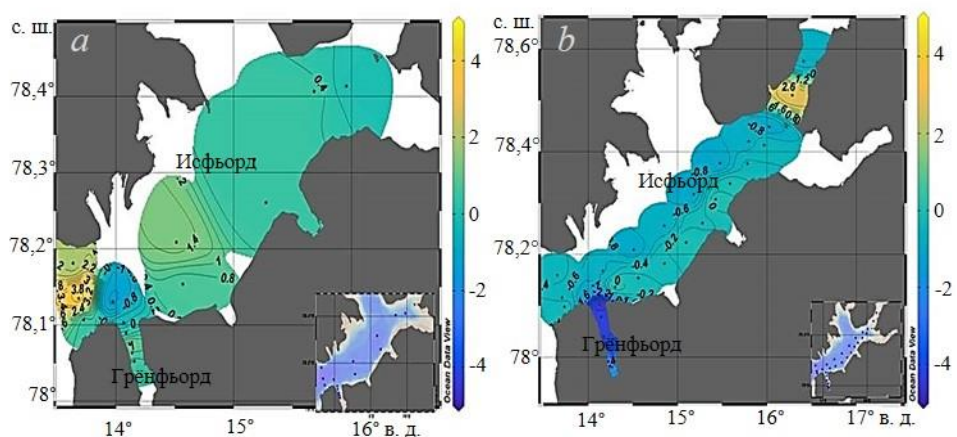
В августе значения pH на акватории Исфьорда находились в пределах 7,97–8,15. При этом значения $p\text{CO}_2$ на большей части акватории фьорда составили ~ 350 мкатм, за исключением локальных зон с повышенными значениями 400–450 мкатм. В Грёнфьорде $p\text{CO}_2$ изменялось в диапазоне 276–330 мкатм, pH – в диапазоне 8,14–8,20.

В заливе Биллефьорд наблюдались самые высокие значения $p\text{CO}_2$ (730 мкатм) и пониженные (до 7,8) значения pH (рис. 5). Такой характер распределения парциального давления углекислого газа и pH можно объяснить двумя происходящими одновременно процессами – минерализацией органического вещества и фотосинтезом. При высокой концентрации биогенных элементов и освещённости процесс фотосинтеза преобладает, что приводит к изъятию углекислого газа из воды для синтеза органического вещества. Это повышает pH среды и делает воду недонасыщенной по отношению к CO_2 и перенасыщенной по отношению к кислороду [16, с. 245].



Р и с. 4. Поверхностное распределение в заливах Западного Шпицбергена в 2023 г.: pH в апреле (a) и в августе (b); $p\text{CO}_2$ (мкатм) в апреле (c) и в августе (d)

F i g. 4. Surface distribution of pH in April (a) and August (b), and $p\text{CO}_2$ (μatm) in April (c) and August (d) in the Western Spitsbergen fjords, 2023



Р и с. 5. Распределение в 2023 г. на границе вода – атмосфера потока CO_2 ($\text{ммоль}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$) в поверхностном слое заливов Западного Шпицбергена: a – в апреле, b – в августе

F i g. 5. Distribution of CO_2 flux ($\text{mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$) at the water – atmosphere boundary in the surface layer of the Western Spitsbergen fjords in April (a) and August (b), 2023

В целом в исследуемых фьордах в августе были зафиксированы более высокие значения рН и Ω_{Ar} по сравнению с апрелем. В апреле наблюдалось недонасыщение вод арагонитом ($\Omega_{Ar} < 1$). В августе значения Ω_{Ar} изменялись в диапазоне 1,2–1,75. В заливе Биллефьорд наблюдалась локальная область с пониженными значениями Ω_{Ar} (0,75).

В Исфьорде концентрации хлорофилла *a* в апреле изменялись в пределах 0,04–0,11 мкг·л⁻¹, в августе – от 0,26 мкг·л⁻¹ (внутренняя часть фьорда) до 0,85–0,9 мкг·л⁻¹ (его мористая часть). В апреле для Грёнфьорда было характерно однородное распределение концентраций хлорофилла *a* (0,21 мкг·л⁻¹) в поверхностном слое. В августе концентрации были значительно выше, наблюдалось их увеличение от кутовой части (0,64 мкг·л⁻¹) к горлу фьорда (2,04 мкг·л⁻¹). Такие высокие концентрации хлорофилла *a* позволяют сделать вывод о «цветении» фитопланктона в Грёнфьорде в августе.

Более высокие значения концентраций хлорофилла *a* в Грёнфьорде по сравнению с Исфьордом, вероятно, обусловлены влиянием берегового стока, увеличивающего количество биогенных элементов, необходимых для вегетации микроводорослей. В свою очередь, высокие значения рН в Грёнфьорде способствовали продуктивности фитопланктона, увеличивая доступность питательных веществ [17, с. 58].

В апреле распределение концентраций кремния в поверхностном слое фьордов было однородным, они изменялись в незначительном диапазоне 9–10 мкмоль·л⁻¹, минимальные значения были зафиксированы в горле Исфьорда. В августе для Грёнфьорда и Биллефьорда характерными были более высокие концентрации кремния (4,5–6 мкмоль·л⁻¹) по сравнению с Исфьордом (2–4,5 мкмоль·л⁻¹), что обусловлено влиянием пресноводного стока. Минимальные концентрации кремния наблюдались вдоль южного берега Исфьорда.

В апреле в поверхностном слое фьордов на большинстве станций концентрации фосфатов изменялись в пределах 0,6–0,8 мкмоль·л⁻¹. Более высокие значения (1,4 и 1 мкмоль·л⁻¹) были зафиксированы на ст. *Isw3* и *Isw7* соответственно. В августе концентрации фосфатов составили 0,09–0,73 мкмоль·л⁻¹ в Исфьорде, 0,1–0,30 мкмоль·л⁻¹ в Грёнфьорде и 0,26 мкмоль·л⁻¹ в Биллефьорде.

Обмен CO₂ между океаном и атмосферой происходит при наличии вертикального градиента парциального давления (ΔpCO_2) между поверхностным слоем морской воды и приводным слоем атмосферы. Если $\Delta pCO_2 > 0$, то происходит выделение CO₂ из океана в атмосферу и наоборот, при $\Delta pCO_2 < 0$ поток считается отрицательным и происходит поглощение CO₂ океаном [18, с. 220].

В данной работе исследования проводились при низких скоростях ветра (< 5 м·с⁻¹) в обоих сезонах. В апреле потоки углекислого газа в системе вода – атмосфера (FCO_2), рассчитанные для заливов Исфьорд и Грёнфьорд, изменялись в диапазонах 0,37–4,18 и 0,2–1,43 ммоль·м⁻²·сут⁻¹ соответственно, что говорит о выделении углекислого газа в атмосферу. Полученные оценки FCO_2 по данным за август 2023 г. позволяют сделать вывод о поглощении CO₂ в Грёнфьорде (–1,52 ... –4,76 ммоль·м⁻²·сут⁻¹) и Исфьорде (–0,12 ... –1,0 ммоль·м⁻²·сут⁻¹) в этот период, в Биллефьорде наблюдается локальная область с положительно направленным FCO_2 (1,2–2,6 ммоль·м⁻²·сут⁻¹) (рис. 5).

Данные натурных наблюдений в апреле и августе 2023 г. и результаты их анализа хорошо согласуются с результатами других исследователей. Для Исфьорда, также как и для других крупных фьордов Западного Шпицбергена – Кроссфьорда, Конгсфьорда, залива Хорнсунд, характерным оказалась значительная пространственная изменчивость TA , что связано со сложностью системы фьордов с многочисленными источниками пресной воды (реки, тающие ледники), которые могут иметь разные концентрации TA в зависимости от биогеохимических процессов и геологического строения водосбора. Кроме того, значительную роль в распределении TA в прибрежных районах играют процессы, происходящие в толще воды, такие как кальцификация, растворение $CaCO_3$ или образование рассола [12]. Так, например, очень низкие значения общей щелочности наблюдались в 2012 г. в апреле – мае ($1142 \text{ мкмоль} \cdot \text{кг}^{-1}$) и в сентябре ($526 \text{ мкмоль} \cdot \text{кг}^{-1}$) в Темплфьорде, что связано с влиянием интенсивного ледникового стока [11, с. 16]. По нашим данным, минимальные значения общей щелочности были зафиксированы в заливе Биллефьорд в августе 2023 г., где (несмотря на то что выводной ледник Норденшельда уже полностью отступил на сушу) распределение по-прежнему достаточно велико, чтобы уменьшить общую щелочность морской воды в период максимальной абляции в августе.

Наши исследования показали, что для Исфьорда, также как и для Темплфьорда [8, 10] и Адвентфьорда [1], характерными процессами являются уменьшение pCO_2 и увеличение Ω_{Ar} от зимних месяцев к летним. При этом значения pCO_2 ($400\text{--}500 \text{ мкатм}$) в Исфьорде, по данным за апрель 2023 г., были выше, чем зафиксированные в Темплфьорде в середине марта 2012 г. (370 мкатм), согласно [8, с. 2423], и в марте 2016 г. (330 мкатм), согласно [10, с. 8]. Значения Ω_{Ar} ($1,2\text{--}1,75$) для Исфьорда в августе 2023 г. были ниже, чем в августе 2018 г. ($2\text{--}2,5$), согласно работе [12, с. 4], но совпадали со значениями, полученными в Темплфьорде в августе 2016 г. ($1,45$) и 2017 г. ($1,48$), согласно работе [10, с. 9].

Скорости потоков углекислого газа в системе вода – атмосфера, рассчитанные нами для заливов Исфьорд и Грэнфьорд по данным за август 2023 г., оказались ниже по сравнению с оценками, полученными для Темплфьорда ($-11 \dots -17 \text{ ммоль} \cdot \text{м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$) для июня – начала августа 2017 г. [11, с. 5], но близкими к оценкам, полученным нами в исследуемых заливах в сентябре 2022 г. ($-0,2 \dots -1,9 \text{ ммоль} \cdot \text{м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$) [19, с. 236].

Ближние диапазоны концентраций основных биогеохимических параметров, полученных нами в 2023 г. и ранее другими исследователями, позволяют нам сделать вывод, что такие значения являются характерными для района исследования, отличающимися выраженными сезонными колебаниями.

Заключение и выводы

В ходе исследования было проведено сравнение данных двух экспедиций, состоявшихся в апреле и августе 2023 г. в заливах Исфьорд, Биллефьорд и Грэнфьорд (арх. Западный Шпицберген). Анализ полученных результатов подтвердил хорошо изученную для данного региона сезонную изменчивость не только термохалинных характеристик, но и различных биогеохимических процессов. Их сезонная изменчивость проявлялась в выраженных колебаниях

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 40 № 6 2024 887

параметров карбонатной системы и потоков углекислого газа, что свидетельствует о динамической природе отклика морской экосистемы на изменения климата.

Результаты измерения концентраций кремния и фосфатов показали, что для апреля характерным было практически однородное пространственное распределение их значений. Летом диапазоны, в которых изменялись концентрации этих биогенных соединений, значительно увеличились. Высокие концентрации кремния в Грёнфьорде и Биллефьорде по сравнению с Исфьордом были обусловлены влиянием пресноводного стока. Закономерностей в особенностях пространственного распределения концентраций фосфатов в августе выявлено не было.

В весенний период наблюдалось повышение уровней $p\text{CO}_2$ в поверхностном слое воды и снижение pH, что говорит о процессе минерализации органического вещества. Такие значения $p\text{CO}_2$ были обусловлены преобладанием холодных водных масс и меньшей солнечной активностью, что оказывало влияние на интенсивность биогеохимических процессов. Летом наблюдалась противоположная картина: уменьшение уровней $p\text{CO}_2$ и увеличение pH в связи с активизацией фотосинтетической деятельности фитопланктона. Повышенная биопродуктивность для этого периода года вызвана активным прогревом поверхностного слоя и поступлением пресноводного стока, способствующего более интенсивному потреблению CO_2 , увеличению содержания кислорода и щелочности вод. В различные сезоны поверхностный слой воды характеризовался разной степенью насыщенности арагонитом: в апреле наблюдалось недонасыщение ($\Omega_{\text{Ar}} < 1$), в августе — уменьшение коррозионности. Следует отметить, что в апреле акватория заливов была свободна ото льда, что дало возможность оценить направление и скорость потока CO_2 в системе вода — атмосфера. Согласно нашим расчетам, в апреле в поверхностном слое воды происходило выделение с небольшими скоростями $F\text{CO}_2$, а в августе наблюдалось поглощение CO_2 из атмосферы в воду в Исфьорде и Грёнфьорде. В Биллефьорде была отмечена локальная область с положительно направленным $F\text{CO}_2$. По данным за сентябрь 2022 г., в заливах Исфьорд и Грёнфьорд $F\text{CO}_2$ также был направлен из атмосферы в воду.

Продолжение и расширение исследований в этой области будет способствовать лучшему пониманию сезонной динамики процессов в результате происходящих климатических изменений, что позволит оценить влияние этих глобальных изменений на уникальные и чувствительные арктические экосистемы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Seasonal dynamics of the marine CO_2 system in Adventfjorden, a west Spitsbergen fjord / Y. Ericson [et al.] // Polar Research. 2019. Vol. 38. 3345. <https://doi.org/10.33265/polar.v38.3345>
2. Loss of sea ice during winter north of Svalbard / I. H. Onarheim [et al.] // Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 2014. Vol. 66, iss. 1. 23933. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v66.23933>
3. Warming of Atlantic Water in two west Spitsbergen fjords over the last century (1912–2009) / A. K. Pavlov [et al.] // Polar Research. 2013. Vol. 32. 11206. <https://doi.org/10.3402/polar.v32i0.11206>

4. *Bloshkina E. V., Pavlov A. K., Filchuk K.* Warming of Atlantic Water in three west Spitsbergen fjords: recent patterns and century-long trends // *Polar Research*. 2021. Vol. 40. 5392. <https://doi.org/10.33265/polar.v40.5392>
5. A long-term dataset of climatic mass balance, snow conditions, and runoff in Svalbard (1957–2018) / W. van Pelt [et al.] // *The Cryosphere*. 2019. Vol. 13, iss. 9. P. 2259–2280. <https://doi.org/10.5194/tc-13-2259-2019>
6. Millero E. J. The Carbonate System in Marine Environments // *Chemical Processes in Marine Environments* / Eds. A. Gianguzza, E. Pelizetti, S. Sammartano. Berlin, Heidelberg : Springer, 2000. P. 9–41. (Environmental Science and Engineering Series). <https://doi.org/10.1007/978-3-662-04207-6>
7. *Блошкина Е. В., Фильчук К. В.* Современное состояние вод фьордов Западного Шпицбергена // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2018. Т. 64, № 2. С. 125–140. EDN VOHLUQ. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2018-64-2-125-140>
8. Effect of glacial drainage water on the CO₂ system and ocean acidification state in an Arctic tidewater-glacier fjord during two contrasting years / A. Fransson [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015. Vol. 120, iss. 4. P. 2413–2429. <https://doi.org/10.1002/2014jc010320>
9. Late winter-to-summer change in ocean acidification state in Kongsfjorden, with implications for calcifying organisms / A. Fransson [et al.] // *Polar Biology*. 2016. Vol. 39, iss. 10. P. 1841–1857. <https://doi.org/10.1007/s00300-016-1955-5>
10. Marine CO₂ system variability in a high arctic tidewater-glacier fjord system, Tempelfjorden, Svalbard / Y. Ericson [et al.] // *Continental Shelf Research*. 2019. Vol. 181. P. 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2019.04.013>
11. Arctic Inshore Biogeochemical Regime Influenced by Coastal Runoff and Glacial Melting (Case Study for the Tempelfjord, Spitsbergen) / M. Pogojeva [et al.] // *Geosciences*. 2022. Vol. 12, iss. 1. 44. <https://doi.org/10.3390/geosciences12010044>
12. The marine carbonate system variability in high meltwater season (Spitsbergen Fjords, Svalbard) / K. Koziorowska-Makuch [et al.] // *Progress in Oceanography*. 2023. Vol. 211, iss. 3. 102977. <https://doi.org/10.1016/j.pocan.2023.102977>
13. In-situ parameters, nutrients and dissolved carbon distribution in the water column and pore waters of Arctic fjords (Western Spitsbergen) during a melting season. / S. R. Saghravani [et al.]. *Earth System Science Data*, 2024. Preprint. 19 p. <https://doi.org/10.5194/essd-2024-13>
14. Measurement of the Apparent Dissociation Constants of Carbonic Acid in Seawater at Atmospheric Pressure¹ / C. Mehrbach [et al.] // *Limnology and Oceanography*. 1973. Vol. 18, iss. 6. P. 897–907. <https://doi.org/10.4319/lo.1973.18.6.0897>
15. *Wanninkhof R.* Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited // *Limnology and Oceanography: Methods*. 2014. Vol. 12, iss. 6. P. 351–362. <https://doi.org/10.4319/lom.2014.12.351>
16. Карбонатная система Амурского залива (Японское море) летом 2005 г. / П. Я. Тищенко [и др.] // *Известия ТИНРО*. 2006 Т. 146. С. 235–255. EDN NYZDTL.
17. *Березовская В. А., Ляндзберг Р. А.* Факторы, влияющие на величину pH в прибрежных водах Камчатки // *Вестник Камчатского государственного технического университета*. 2004. № 3. С. 58–61. EDN NDHANN.
18. *Малинин В. Н., Образцова А. А.* Изменчивость обмена углекислым газом в системе океан-атмосфера // *Общество. Среда. Развитие*. 2011. № 4. С. 220–226. EDN OWVNJZ.
19. Marine Carbonate System Parameters of the West Spitsbergen Fjords in Late Summer 2022 / N. K. Alekseeva [et al.] // *Complex Investigation of the World Ocean (CIWO-2023). Proceedings of the VII International Conference of Young Scientists* / Ed. T. Chaplina. Cham : Springer, 2023. P. 233–238. (Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences). https://doi.org/10.1007/978-3-031-47851-2_27

Об авторах:

Алексеева Наталья Константиновна, научный сотрудник, ФГБУ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт» (199397, Россия, г. Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38), **ORCID ID: 0000-0002-0705-6408**, **ResearcherID: J-5432-2016**, **Scopus Author ID: 57208470667**, **SPIN-код: 6849-5034**, nkalekseeva@aari.ru

Никулина Анна Леонидовна, заместитель начальника, Российская научная арктическая экспедиция на архипелаге Шпицберген (РАЭ-Ш), ФГБУ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт» (199397, Россия, г. Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38), **Dr. rer. nat.**, **ORCID ID: 0000-0002-7001-338X**, **SPIN-код: 5267-8093**, **Scopus Author ID: 26039425600**, anikulina@aari.ru

Блошкина Екатерина Владимировна, младший научный сотрудник, ФГБУ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт» (199397, Россия, г. Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38), **ORCID ID: 0000-0002-2078-7459**, **ResearcherID: I-6901-2015**, **Scopus Author ID: 36166378400**, **SPIN-код: 3210-3627**, bloshkinaev@mail.ru

Швед Яна Валерьевна, инженер, ФГБУ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт» (199397, Россия, г. Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38), **ORCID ID: 0009-0009-2985-7570**, **ResearcherID: HPE-4386-2023**, **SPIN-код: 8335-7948**, yvswede@aari.ru

Рыжов Иван Владимирович, младший научный сотрудник, ФГБУ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт» (199397, Россия, г. Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38), **ORCID ID: 0009-0008-8300-6550**, ryzhov@aari.ru

Новихин Андрей Евгеньевич, научный сотрудник, ФГБУ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт» (199397, Россия, г. Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38), **ORCID ID: 0000-0001-5141-8624**, **ResearcherID: J-6005-2016**, **Scopus Author ID: 36669102600**, **SPIN-код: 2874-6338**, andrey_n@aari.ru

Махотин Михаил Сергеевич, старший научный сотрудник, заведующий лабораторией гидрологического режима Северного Ледовитого океана, ФГБУ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт» (199397, Россия, г. Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38), **ORCID ID: 0000-0002-2801-1030**, **ResearcherID: K-8861-2016**, **Scopus Author ID: 23995647100**, **SPIN-код: 4672-9570**, makhotin@aari.ru

Взвешенное вещество глубоководной части Черного моря

И. Н. Муко́сеев , Н. А. Орехова

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
 igor.mukos@gmail.com

Поступила в редакцию 01.07.2024; одобрена после рецензирования 07.08.2024;
принята к публикации 12.09.2024.

Аннотация

Цель. Исследование потока взвешенного вещества (ВВ) в глубоководной части Черного моря, его изменчивости и трансформации состава в анаэробных условиях по данным 2021–2022 гг. – цель настоящей работы.

Методы и результаты. Данные получены с помощью седиментационных ловушек, установленных на пяти горизонтах на разрезе мыс Херсонес – пролив Босфор (Черное море). Автоматическая глубоководная седиментационная обсерватория (АГОС) была установлена в ходе 119-го рейса НИС «Профессор Водяницкий», подъем осуществлялся в 124-м рейсе в 2022 г. Исследования охватили все сезоны 2021–2022 гг. Для сбора материала в составе АГОС были использованы два типа ловушек – для определения вертикального распределения ВВ и для исследования его сезонного хода. Обработка проводилась по единой для всех проб методике, включающей фильтрацию, высушивание, гравиметрический анализ для расчета потоков ВВ, а также определение содержания органического и неорганического углерода методом кулонометрического титрования в лаборатории Морского гидрофизического института РАН. В ходе исследования были получены данные как вертикального распределения потока ВВ, так и его сезонного хода. Выявлены закономерности распределения ВВ, а также органического и неорганического углерода, входящего в его состав.

Выводы. Динамика потока ВВ и углерода определяется различными процессами, включая физические и биогеохимические. Потоки ВВ имеют неоднородное распределение по глубине и характеризуются сезонной изменчивостью. Анализируя данные интегральных ловушек, можно отметить, что поток ВВ изменяется в пределах $62\text{--}99\text{ мг}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$ на различных глубинах. На глубинах 218 и 1568 м поток ВВ достигает пиковой интенсивности. Его снижение зависит от различных биогеохимических процессов – растворения, окисления и минерализации. В свою очередь, увеличение потока ВВ может быть связано как с глубинными течениями, так и с физико-химическими процессами сорбции. Сезонные изменения потока ВВ представлены двумя пиками – максимумом в период с июля по сентябрь и минимумом в марте. Концентрация углерода во ВВ также меняется в зависимости от глубины и сезонного хода, который в основном определяется биологическими процессами. Отставание между пиками «цветения» кокколитофорид на поверхности и максимальными значениями потока неорганического углерода, зафиксированного ловушкой, может объясняться скоростями осаждения.

Ключевые слова: взвешенное вещество, органический углерод, неорганический углерод, карбонаты, седиментационные ловушки, кокколитофориды, Черное море

Благодарности: работа выполнена в рамках тем государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2022-0002 «Мониторинг карбонатной системы, содержания и потоков CO₂ в морской среде Черного и Азовского морей» и FNNN-2023-0001 «Обеспечение климатического и биогеохимического мониторинга потоков углерода в Черном море с использованием многолетних данных наблюдений и результатов численного моделирования». Авторы выражают благодарность за помощь в организации работ и постановке ловушки кандидату геолого-минералогических наук ведущему научному сотруднику лаборатории физико-геологических исследований им. А. П. Лисицына Института океанологии РАН А. А. Клювиткину.

Для цитирования: Мукоseeв И. Н., Орехова Н. А. Взвешенное вещество глубоководной части Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 6. С. 891–904. EDN OAGXII.

Original article

Suspended Matter of the Deep-Water Part of the Black Sea

I. N. Mukoseev , N. A. Orekhova

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

 igor.mukos@gmail.com

Abstract

Purpose. The purpose of the work is to research the suspended matter (SM) flux in the deep part of the Black Sea, its variability and transformation of composition under the anaerobic conditions based on the data of 2021–2022.

Methods and Results. The data were obtained using the sediment traps installed at five horizons at the transect Cape Chersonesos – Bosphorus Strait in the Black Sea. The automatic deep-sea sedimentation observatory (AGOS) was installed during the 119th cruise of the RV «Professor Vodyanitsky» and lifted during the 124th cruise in 2022. The research covered all the seasons in 2021–2022. To collect the material, two types of traps were included in AGOS: to determine the SM vertical distribution and to study its seasonal variation. The processing was carried out by the method common for all the samples, including filtration, drying, gravimetric analysis for calculating suspended particulate matter fluxes, as well as determination of the organic and inorganic carbon contents by the coulometric titration method in the laboratory of Marine Hydrophysical Institute of RAS. The study made it possible to obtain the data both on the vertical distribution of SM flux and its seasonal variation. The patterns of distribution of SM, as well as organic and inorganic carbon involved in its composition were revealed.

Conclusions. The dynamics of SM and carbon fluxes are determined by different processes including the physical and biogeochemical ones. The SM fluxes are distributed unevenly over depth and change seasonally in course of a year. Analysis of the integral trap data shows that at different depths the SM flux changes within 62–99 mg·m⁻²·day⁻¹. At depths 218 and 1568 m it reaches its peak intensity. Its decrease depends on various biogeochemical processes, namely dissolution, oxidation and mineralization. The increase of SM flux, in its turn, can be related both to the deep-sea currents, and to the physical and chemical sorption processes. The seasonal changes in SM flux are represented by two peaks: its maximum falls on the period July – September and its minimum – on March. The carbon concentration in SM also varies with depth and seasonal variations which are conditioned mainly by the biological processes. The lag between the peaks of coccolithophore bloom at the surface and the maximum values of the inorganic carbon flux recorded by the trap can be explained by the sedimentation rates.

Keywords: suspended matter, organic carbon, inorganic carbon, carbonates, sediment traps, coccolithophores, Black Sea

Acknowledgments: The study was carried out within the framework of state assignment of FSBSI FRC MHI on themes “Monitoring of the carbonate system, CO₂ content and fluxes in the marine environ-

ment of the Black Sea and the Sea of Azov” FNNN-2022-0002 and “Ensuring climatic and biogeochemical monitoring of carbon fluxes in the Black Sea using long-term *in situ* data and numerical modeling results” FNNN-2023-0001. The authors are grateful to A. A. Klyuvitkin, Ph.D. (Geolog. and mineralog.), Head scientist researcher in the Laboratory of physical and geological research n. a. A. P. Lisitsyn (Institute of Oceanology, RAS) for his assistance in organizing the work and installing the trap.

For citation: Mukoseev, I.N. and Orekhova, N.A., 2024. Suspended Matter of the Deep-Water Part of the Black Sea. *Physical Oceanography*, 31(6), pp. 838-850.

Введение

Взвешенное вещество (ВВ) является важным компонентом морской экосистемы. Формирование его состава происходит преимущественно в верхней толще вод в результате комплексного воздействия веществ различных геосфер – литосферы, атмосферы, гидросферы, биосферы [1]. Взвешенное вещество включает следующие составляющие: литогенную (компоненты терригенного и абиогенного происхождения, поступают с речным стоком, в результате механических разрушений берегов и эолового переноса, а также благодаря таянию льда) и биогенную (остатки живых и отмерших организмов, образуется из органического вещества ($C_{\text{орг}}$), аморфного кремнезема ($\text{SiO}_{2\text{био}}$) и взвешенного карбоната кальция (CaCO_3), которые входят в состав планктона и его детрита) [2–4].

При смене окислительно-восстановительных условий, как правило, происходит изменение соотношения и содержания литогенной и биогенной составляющих ВВ. Качественный и количественный состав ВВ отражает процессы его трансформации в водной толще. Так как углерод является ключевым компонентом ВВ, исследование его органической и неорганической форм, а также их соотношения позволяет изучить доминирующие механизмы цикла углерода в гидросфере. Содержание органического углерода ($C_{\text{орг}}$) во взвешенном веществе отражает продуктивность экосистемы, интенсивность протекания в ней биохимических процессов и устойчивость к воздействиям на нее различных природных и антропогенных факторов [5, 6]. Также весомый вклад во взвешенное вещество вносят карбонаты – как терригенные, вынесенные с суши, так и автохтонные, образованные в водной толще [7]. Неорганический углерод ($C_{\text{карб}}$) является структурным компонентом карбонатных минералов, представленных во взвеси биогенными и хемотропными образованиями.

Согласно данным многолетних исследований фитопланктона, основными карбонат-концентрирующими биогенными частицами в составе ВВ в Черном море являются кокколитофориды *Emiliania huxleyi* [8, 9]. Эти водоросли служат посредником при перемещении $C_{\text{карб}}$ из атмосферы и эвфотической зоны в донные отложения, так как в период окончания «цветения» кокколиты частично оседают на дно и являются основным компонентом известковых илов [8].

В водной толще тонкодисперсные микро- и наночастицы ВВ агрегируются под влиянием биологических (фильтрация воды организмами зоопланктона с превращением осадочного вещества в пеллеты и аморфные комки (морской

снег)), а также физико-химических (коагуляция и флокуляция коллоидов) процессов. Вследствие этого формируются вертикальные потоки осадочного вещества, которое трансформируется при прохождении водной толщи и в конечном счете подвергается процессу захоронения в виде донных отложений [7]. Соответственно, исследование вертикального распределения ВВ представляет собой основу для понимания процессов современного осадконакопления [1].

Таким образом, исследование потока ВВ и механизмов его образования и трансформации является актуальной океанографической задачей.

До последнего времени исследования ВВ в российском секторе Черного моря носили эпизодический характер [6, 10] и выполнялись преимущественно в шельфовых районах [11]. Наиболее полно обзор по изучению ВВ и его потока в Черном море представлен в монографии [1]. Современные исследования ВВ основаны преимущественно на спутниковых данных [3–5, 12], при этом у такого подхода имеется ряд недостатков, в частности отсутствие возможности изучать вертикальный профиль ВВ и процессы его трансформации.

В 2015 г. сотрудниками Института океанологии РАН положено начало исследованиям вертикального профиля и внутригодовой изменчивости взвешенного вещества в открытой части Черного моря [1]. В глубоководной части были установлены седиментационные ловушки в составе автоматической глубоководной седиментационной обсерватории (АГОС), концепция которой разработана и внедрена в практику седиментологических исследований академиком А. П. Лисицыным [13, 14].

Концепция АГОС подразумевает возможность использования комплексного подхода в изучении потока ВВ для определения сопутствующих параметров, а именно: определения основных параметров верхнего слоя вод дистанционными методами исследования с использованием спутниковых снимков; использования седиментационных ловушек с различным временным разрешением, устанавливаемых на различных глубинах; подключения дополнительных зондов для определения гидрологических параметров среды в точке постановки ловушки (течения, температура, соленость, содержание, прозрачность, флуоресценция и др.).

Цель настоящей работы – количественная оценка потока взвешенного вещества в глубоководной части Черного моря, его изменчивости и трансформации состава в анаэробных условиях по данным 2021–2022 гг.

Материалы и методы

Данные были получены в результате постановки на пяти горизонтах седиментационных ловушек в глубоководной части Черного моря (глубина постановки станции 1968 м) на разрезе м. Херсонес – пролив Босфор (расстояние от м. Херсонес 180 км).

Для отбора проб использовались два типа седиментационных ловушек: первый – с возможностью получения непрерывного по времени сбора материала с заданным временем экспозиции (дифференциальные 12-стаканные седи-

ментационные ловушки «Лотос-3»), второй – интегральные малые цилиндрические седиментационные ловушки МСЛ-110, которые собирают материал в течение всего времени работы станции [1]. На рис. 1 показан район установки седиментационных ловушек. Обсерватория АГОС была установлена в ходе 119-го рейса НИС «Профессор Водяницкий» 24 сентября 2021 г., подъем станции выполнен 4 октября 2022 г. в ходе 124-го рейса этого научно-исследовательского судна. Для интегрального сбора материала в течение года были установлены МСЛ на глубинах 218, 568, 1068, 1568 и 1918 м. На глубинах 218 м («Лотос-3») и 1918 м (ловушка «Лотос-1» не сработала, данные в работе не обсуждаются) были установлены дифференциальные седиментационные ловушки со временем экспозиции 30 сут. Таким образом, период работы АГОС на разных глубинах и с заданной дискретностью сбора ВВ составил 12 мес (375 сут), он охватывал все сезоны с сентября 2021 г. по октябрь 2022 г. Для сохранения собираемого материала в условиях, максимально приближенных к естественным, емкости-приемники заполняли 4%-ным раствором хлорида натрия, что в два раза превышает среднюю соленость вод Черного моря.

На глубине 218 м ловушки были установлены для оценки потока из верхнего квазиоднородного слоя, на глубине 1918 м – для оценки потока, достигающего дна и участвующего в формировании осадков. Три промежуточные глубины были выбраны для оценки изменчивости потока ВВ с глубиной.

После подъема емкости с пробами ВВ сохранялись в холодильной камере до лабораторной обработки, которая проводилась по единой методике, описанной в [1].

Пробы фильтровали под вакуумом через параллельные предварительно взвешенные ядерные фильтры с размером пор 0,45 мкм для определения суммарного потока ВВ, а также через прокаленные при температуре 450°C стекловолокнистые фильтры *Whatman GF/F* для определения содержания общего, органического и карбонатного углерода.

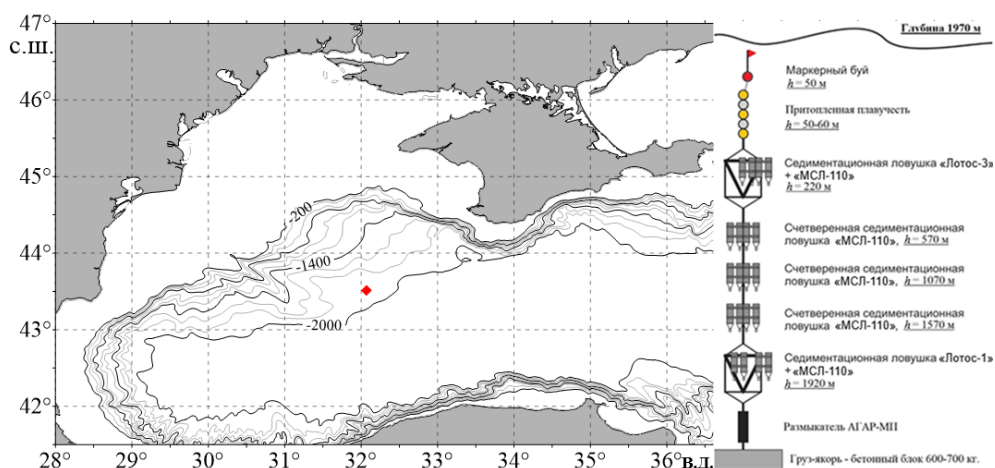
После высушивания при температуре 60°C до постоянной массы и взвешивания фильтров с отфильтрованным веществом получали суммарное количество материала (масса сухой взвеси, мг). Для взвешивания материала использовали аналитические лабораторные весы *Adventurer AR2140* с точностью измерения до 0,0001 г.

Поток взвешенного вещества рассчитывался как отношение массы сухого ВВ к произведению площади сбора ловушки и времени экспозиции:

$$F = \frac{m}{ST}, \quad (1)$$

где F – поток ВВ, $\text{мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$; m – масса сухой взвеси, мг; S – площадь сбора, м^2 ; T – время экспозиции, сут.

Содержание общего, органического и карбонатного углерода определяли методом кулонометрического титрования на анализаторе углерода АН-7529 [15].



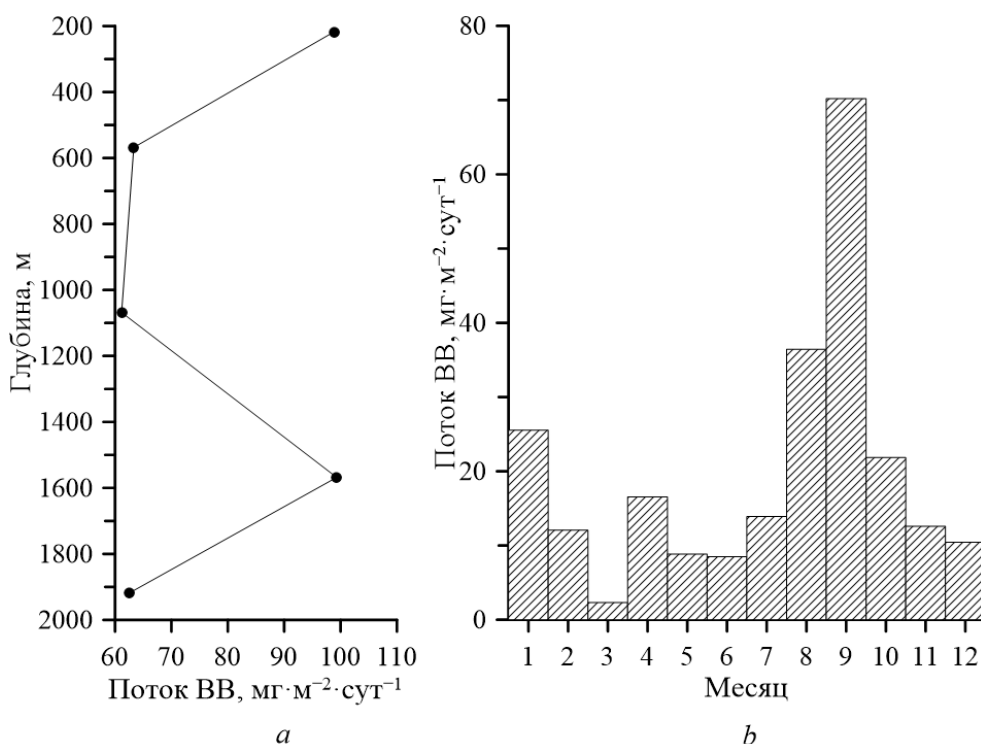
Р и с. 1. Схема АГОС (а) и район ее постановки (b)
F i g. 1. Scheme of the AGOS (a) and the area of its installation (b)

Результаты

По данным, полученным с помощью седиментационных ловушек, определены вертикальный поток ВВ, содержание $C_{орг}$ и $C_{карб}$ в пробах, а также рассчитаны потоки органического и неорганического углерода со взвешенным веществом. На глубине 218 м изучена их сезонная изменчивость. Потоки ВВ характеризовались неоднородностью распределения как по глубине, так и в течение года (рис. 2).

По данным интегральных ловушек, поток ВВ изменялся в диапазоне $62\text{--}99 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ (рис. 2, а). Отмечено наличие двух пиков одинаковой интенсивности ($99 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$) на глубинах 218 и 1568 м; на глубинах 568, 1068 и 1918 м значение снижалось и составляло $61\text{--}63 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$. Порядок этих значений сопоставим как с современными данными за 2015–2016 гг. для центральной части моря у подножия северо-западного склона глубоководной котловины [1], так и с данными 80-х годов прошлого века для Анатолийского побережья [16–18].

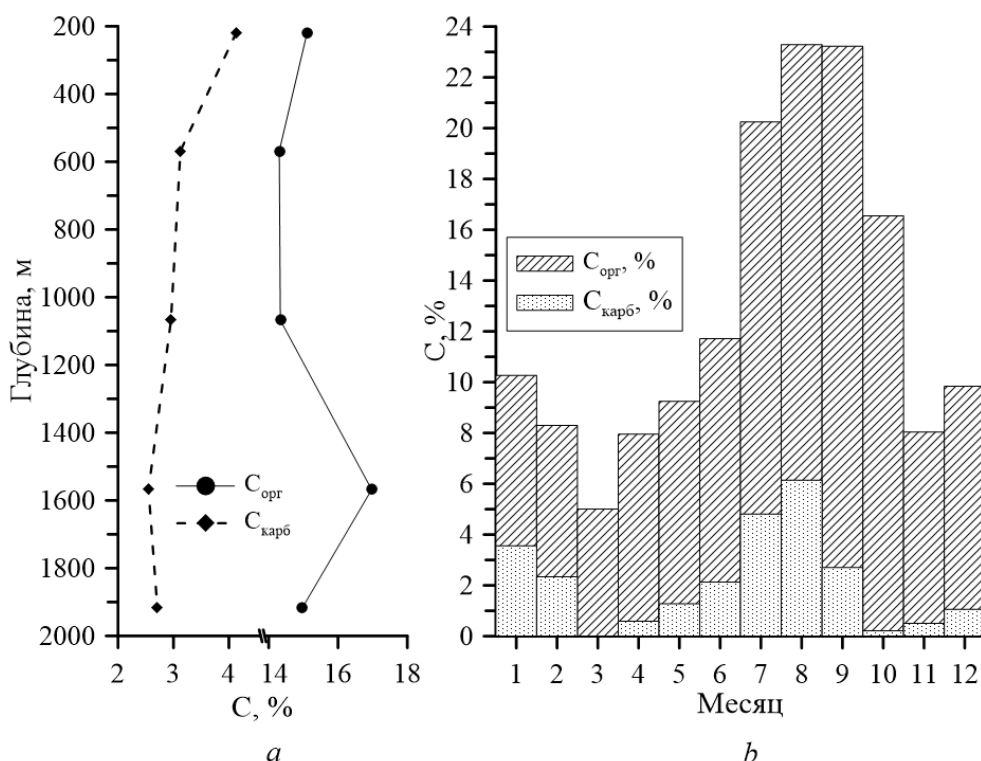
Сезонная изменчивость потока ВВ на глубине 218 м характеризовалась максимумом в сентябре ($70,2 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ в пересчете на 30 дней) и минимумом в марте ($2 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$) (рис. 2, b). В целом значения потока ВВ изменялись в пределах $9\text{--}36 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$, что также соответствует литературным данным [1, 16–18].



Р и с. 2. Вертикальная (*a*) и сезонная (*b*) изменчивость потока ВВ по данным 2021–2022 гг.
F i g. 2. Vertical (*a*) and seasonal (*b*) variability of the suspended matter flux based on the 2021–2022 data

Распределение углерода, одного из основных компонентов ВВ, соответствовало вертикальному профилю его потока: максимальные концентрации наблюдались на глубинах 218 и 1568 м (19,25 и 19,52% соответственно); на глубинах 568, 1068, 1918 м концентрации находились в узких пределах 17,29–17,68%. С глубиной незначительно изменялось соотношение органической и неорганической форм углерода (рис. 3, *a*), при этом вклад органического углерода в среднем составлял 83%.

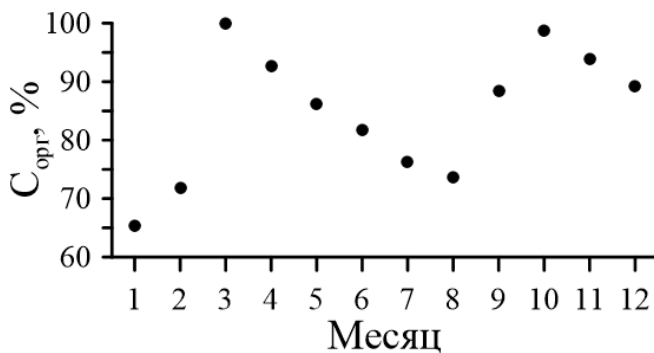
В течение года содержание углерода во взвешенном веществе изменялось в пределах 5–23,29% с максимумом в августе и сентябре и минимумом в марте, когда наблюдался минимальный поток ВВ (рис. 2, *b*). Сезонная изменчивость концентрации $S_{\text{орг}}$ качественно совпадала с сезонной изменчивостью потока ВВ и характеризовалась минимумами в марте и ноябре (5,0 и 7,54% соответственно) и максимумами в июле – сентябре (16,3–20,53%) (рис. 3, *b*). Распределение $S_{\text{карб}}$ во взвешенном веществе носило несколько иной характер: наблюдались минимумы концентрации в весенний и осенний периоды (в марте, апреле и октябре, ноябре соответственно).



Р и с. 3. Распределение органической (C_{org}) и неорганической (C_{carb}) форм углерода с глубиной (a) и в течение года (b)

F i g. 3. Distribution of organic (C_{org}) and inorganic (C_{carb}) forms of carbon with depth (a) and during a year (b)

Подобное распределение концентраций органической и неорганической форм углерода выявило, что вклад органической составляющей также характеризуется выраженной сезонностью с максимумами в марте и октябре (рис. 4): в первый период наблюдалось плавное снижение доли C_{org} на 25% с марта по август; во второй – более резкое снижение доли C_{org} с октября по январь.



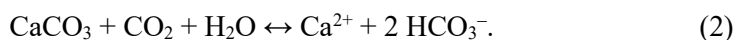
Р и с. 4. Доля органической составляющей от суммарного углерода во взвешенном веществе

F i g. 4. Share of organic component in total carbon in suspended matter

Обсуждение результатов

Вертикальный профиль. Колебание интенсивности потока ВВ с глубиной обусловлено влиянием как физических, так и биогеохимических процессов. По данным, полученным с помощью седиментационных ловушек, определены вертикальные потоки, содержание $C_{\text{орг}}$ и $C_{\text{карб}}$ в пробах, а также рассчитаны потоки органического и неорганического углерода со взвешенным веществом. На глубине 218 м изучена их сезонная изменчивость.

Поток $C_{\text{карб}}$ для Черного моря определяется преимущественно процессами с участием кокколитофорид, так как для этой экосистемы они являются преобладающими водорослями, имеющими в основе карбонатный скелет [8, 9]. За счет недостаточного насыщения глубинных водных масс карбонатами [19], а также снижения рН и увеличения концентрации CO_2 должно происходить растворение карбонатов, что проявляется в снижении потока $C_{\text{карб}}$ с глубиной (рис. 3, а):



Увеличение потока ВВ на глубине 1568 м и ниже, возможно, обусловлено глубинными течениями [10]. По данным [20], в нижних нефелоидных слоях, которые образуются в результате донной эрозии под действием внутренних приливов и волн, происходит адвективный перенос вод. Мелкозернистые, ресуспендированные отложения, включающие частицы глины, ила и кокколит, часто вовлекаются в эту форму придонного горизонтального переноса [16, 17].

Увеличение концентрации взвеси также может определяться влиянием анаэробных условий вод Черного моря и рядом особенностей протекания биохимических реакций в этих условиях. Так, некоторые исследователи связывают это с реакциями с участием марганца, железа и других микроэлементов, образующих в сероводородной зоне нерастворимые сульфиды, которые в дальнейшем осаждаются, сорбируя некоторую часть растворенных соединений, и способствуют формированию взвеси сложного состава [10]. Наличие пиритов во взвеси глубинных вод Черного моря показано в работе [1]. Кроме того, доля потока углерода составляет 20% от потока ВВ, что указывает на сложный компонентный состав ВВ и подтверждает теорию образования в анаэробном слое сульфидов металлов, в частности железа и марганца, и сорбирование ими других растворенных компонентов с образованием комплексных соединений:



Поскольку в наших исследованиях наблюдается снижение потока ВВ с глубиной, а профиль потока органического вещества качественно совпадает с вертикальным профилем потока ВВ (рис. 2, а; 3, а), можно предположить, что для глубоководных вод Черного моря вклад органической составляющей является преобладающим при формировании ВВ. На это также указывает тот

факт, что, согласно данным [1], с увеличением глубины концентрация карбонатов резко уменьшается и не определяется на глубине 1775 м. При этом увеличение интенсивности потока ВВ на глубине 1568 м и концентрации $C_{орг}$, вероятнее всего, определяется физическими процессами переноса.

Сезонная изменчивость потока ВВ и углерода. Установка долгосрочных седиментационных ловушек с заданным временем экспозиции, последующим сбором и анализом материала дает возможность изучать вклад различных физических, химических и биологических процессов в формирование ВВ и его последующую трансформацию при смене условий.

Сезонная изменчивость характеристик ВВ и его потока, прежде всего, определяется биологическими процессами с участием планктона и бактерий, которые, в свою очередь, также зависят от гидрологических условий, сезонных явлений [10] (в частности, от сезонных циклов первичных продуцентов, «цветения» кокколитофорид и диатомовых микроводорослей) в эвфотической зоне глубоководной области Черного моря [18, 21, 22].

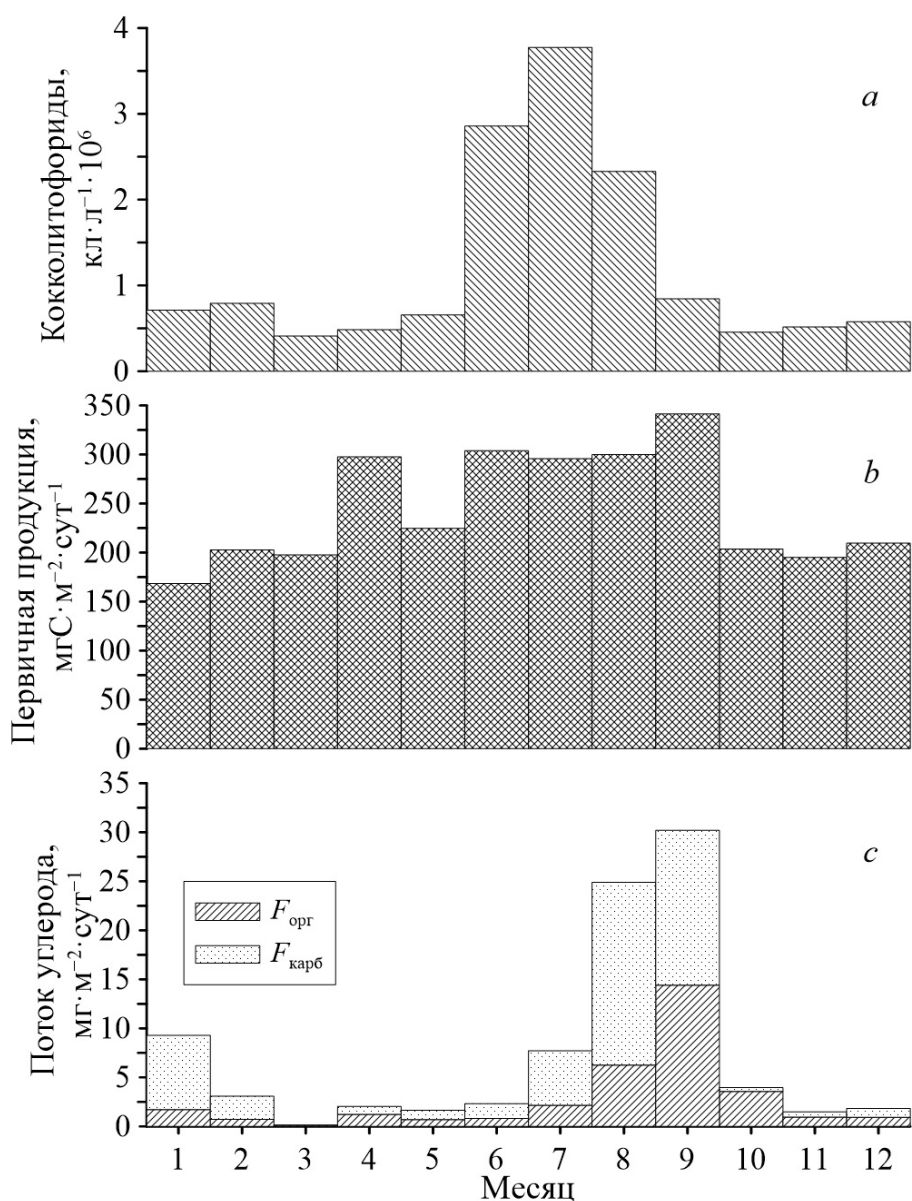
Пики значений потока ВВ на глубине 218 м приходятся на летний (август) и осенний (сентябрь) периоды (36,4 и 70,2 $мг \cdot м^{-2} \cdot сут^{-1}$ соответственно). Их суммарный вклад составляет 45% от суммарного значения годового потока (рис. 2).

С учетом того, что по спутниковым данным (рис. 5, а) вспышка «цветения» кокколитофорид приходилась на июнь [9], а по данным ловушек максимальный вклад карбонатов в поток ВВ приходился на июль, август и сентябрь (40,1, 51,1 и 22,5% соответственно (рис. 5, с)), можно предположить, что в этот период поток ВВ обусловлен карбонатной составляющей и осаждением кокколитофорид. Скорость осаждения ВВ в этом случае должна соответствовать примерно 7–9 $м \cdot сут^{-1}$, что согласуется с данными [23].

Наблюдаемое отставание в один-два месяца между временем пика продуктивности фитопланктона в эвфотической зоне и максимальными значениями потока неорганического углерода (представленного преимущественно кокколитофоридами) также обусловлено скоростями осаждения (в пределах 1–36 $м \cdot сут^{-1}$) [24].

В остальное время поток ВВ изменялся в пределах 2,3–25,5 $мг \cdot м^{-2} \cdot сут^{-1}$ при среднем значении 13 $мг \cdot м^{-2} \cdot сут^{-1}$ и характеризовался чередованием максимумов и минимумов (рис. 2). Минимальный поток ВВ зафиксирован в марте, в этот период он определялся только органической компонентой, а вклад неорганической составляющей отсутствовал (рис. 3, б; 4, 5). Для вод Черного моря характерно два пика «цветения» фитопланктона – осенне-зимний (более интенсивный, максимум приходится на ноябрь – декабрь) и зимне-весенний [25], это проявляется и в сезонном распределении ВВ и его потока (рис. 2, б).

Таким образом, сезонная динамика потока ВВ преимущественно совпадает с динамикой первичной продукции и численностью кокколитофорид (рис. 5) [9, 26].



Р и с. 5. Концентрации кокколитофорид (a) и первичной продукции (b) в районе постановки ловушки по спутниковым данным за 2022 г.; сезонный ход потоков органического ($F_{\text{орг}}$) и неорганического углерода в составе карбонатов ($F_{\text{карб}}$) во взвешенном веществе на глубине 218 м по данным ловушки «Лотос-3» (c)

Fig. 5. Concentrations of coccolithophores (a) and primary production (b) in the area of installed trap based on satellite data for 2022; seasonal variations of organic ($F_{\text{орг}}$) and inorganic ($F_{\text{карб}}$) carbon fluxes, as the parts of carbonates, in suspended matter at the 218 m depth based on the “Lotus” trap data (c)

Закключение

Сезонная динамика потока ВВ и углерода определяется влиянием как физических, так и биогеохимических процессов. Потоки ВВ характеризовались неоднородностью распределения с глубиной и в течение года.

Отмечено наличие двух пиков потока ВВ одинаковой интенсивности на глубинах 218 и 1568 м. Снижение интенсивности потока ВВ происходит за счет протекания биогеохимических процессов, приводящих к растворению, окислению и минерализации веществ, образующих ВВ. Увеличение концентрации ВВ и его потока, вероятнее всего, обусловлено влиянием течений либо протеканием физико-химических процессов сорбции на сульфидах металлов.

Сезонная изменчивость потока ВВ определялась преимущественно биологическими процессами с участием планктона, вклад органической составляющей достигал 83%. Пики значений потока ВВ приходились на летний период, их суммарный вклад составлял 45% от значений годового потока.

Минимальный поток ВВ зафиксирован в марте, в этот период он определялся только органической компонентой, а вклад неорганической составляющей отсутствовал.

Сезонная динамика потока ВВ соответствует спутниковым данным по первичной продукции и численности кокколитофорид, соотношение времени пиков их «цветения» в зоне фотосинтеза и потоков неорганического углерода на глубине 218 м соответствует расчетным скоростям осаждения в пределах 1–36 м·сут⁻¹.

Измерения проведены в Центре коллективного пользования НИС «Профессор Водяницкий» Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Институт биологии южных морей имени А. О. Ковалевского РАН».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вертикальные потоки рассеянного осадочного вещества в глубоководной части Черного моря / А. А. Кловиткин [и др.] // Система Черного моря. Москва : Научный мир, 2018. С. 350–396. EDN ANCZBB. <https://doi.org/10.29006/978-5-91522-473-4.2018.350>
2. Лисицын А. П. Терригенная седиментация, климатическая зональность и взаимодействие терригенного и биогенного материала в океанах // Литология и полезные ископаемые. 1977. № 6. С. 3–22.
3. Кукушкин А. С., Пархоменко А. В. Пространственно-временная изменчивость содержания взвешенного вещества в поверхностном слое открытой части Черного моря // Океанология. 2021. Т. 61, № 2. С. 307–319. EDN EYVMTL. <https://doi.org/10.31857/S0030157421010123>
4. Кукушкин А. С., Суслин В. В. Оценка применимости спутниковых данных для исследования изменчивости содержания взвешенного вещества в поверхностном слое глубоководной области Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36, № 5. С. 595–605. EDN LPFNPI. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-5-595-605>
5. Кукушкин А. С., Пархоменко А. В. Изменчивость содержания взвешенного органического вещества в юго-западной части Крымского побережья по данным судовых и спутниковых наблюдений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16, № 1. С. 137–146. EDN ZABHZZ. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-1-137-146>
6. Еремеева Л. В., Бурлакова З. П., Коновалов С. К. Сезонная и пространственная изменчивость содержания взвешенного органического вещества в деятельном слое Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 1998. № 5. С. 30–62.
7. Лукашин В. Н., Лисицын А. П. Геохимия рассеянного осадочного вещества и его потоки в толще вод Каспийского моря // Океанология. 2016. Т. 56, № 5. С. 741–756. EDN WLNGJX. <https://doi.org/10.7868/S0030157416050099>

8. *Шоман Н. Ю., Соломонова Е. С., Акимов А. И.* Влияние света на изменение морфофизиологических характеристик кокколитофориды *Emiliania huxleyi* // Физиология растений. 2022. Т. 69, № 2. С. 216–224. EDN VBEJKE. <https://doi.org/10.31857/S0015330322020178>
9. *Микаэлян А. С., Силкин В. А., Паутова Л. А.* Развитие кокколитофорид в Черном море: межгодовые и многолетние изменения // Океанология. 2011. Т. 51, № 1. С. 45–53. EDN NDJCPH.
10. *Витюк Д. М.* Взвешенное вещество и его компоненты в Черном море // Гидробиологический журнал. 1975. Т. 11, № 1. С. 12–18.
11. *Денисов В. И., Ламун В. В.* Потоки химических элементов в составе осаждающегося взвешенного вещества на шельфе Чёрного моря (по данным седиментационных ловушек) // Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Серия: Естественные науки. 2018. № 4. С. 77–85. EDN YSAVSH.
12. *Кукушкин А. С.* Оценка изменчивости содержания взвешенного вещества в глубоководной части Черного моря по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17, № 2. С. 184–191. EDN BHISNR. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-2-184-191>
13. Глубоководные обсерватории на транскаспийском разрезе – непрерывные исследования потоков рассеянного осадочного вещества / А. П. Лисицын [и др.] // Доклады Академии наук. 2014. Т. 456, № 4. С. 485–489. EDN SDXIAR. <https://doi.org/10.7868/S0869565214160245>
14. Рассеянные формы осадочного вещества и их потоки в океанах и морях на примере Белого моря (результаты 12 лет исследований) / А. П. Лисицын [и др.] // Доклады Академии наук. 2014. Т. 456, № 3. С. 355–359. EDN OMDILJ. <https://doi.org/10.7868/S086956521415016X>
15. *Забегаяев И. А., Шульгин В. Ф., Орехова Н. А.* Применение инструментальных методов анализа донных отложений для экологического мониторинга морских экосистем // Ученые записки Крымского федерального университета имени В. И. Вернадского. Биология. Химия. 2021. Т. 7, № 4. С. 242–254.
16. Seasonal cyclicity of lithogenic particle fluxes at a southern Black Sea sediment trap station / S. Honjo [et al.] // Particles in the ocean. Eds. E. T. Degens, E. Izdar, S. Honjo. Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg. 1987. SCOPE/UNEP Sonderband Heft 62. P. 19–39.
17. Particle flux in the Black Sea: Nature of the organic matter / E. Izdar [et al.] // Particles in the ocean. Eds. E. T. Degens, E. Izdar, S. Honjo. Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg. 1987. SCOPE/UNEP Sonderband Heft 62. P. 1–18.
18. First data on sediment trap experiment in Black Sea deep water / E. Izdar [et al.] // Naturwissenschaften. 1984. Vol. 71. P. 478–479. <https://doi.org/10.1007/BF00455904>
19. *Zeebe R. E., Wolf-Gladrow D.* CO₂ in Seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes / Ser. ed. D. Halpern. Amsterdam : Elsevier, 2001. P. 360. (Elsevier Oceanography Series ; vol. 65)
20. *Dickson R. R., McCave I. N.* Nepheloid layers on the continental slope west of Porcupine Bank // Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers. 1986. Vol. 33, iss. 6. P. 791–818. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(86\)90089-0](https://doi.org/10.1016/0198-0149(86)90089-0)
21. *Samyshev E. Z., Minkina N. I.* The Seasonal Variability and Sedimentation Rate of Suspended Matter in Photic Layer of the Black Sea // Environment and Ecology Research. 2017. Vol. 5, iss. 3. P. 227–234. <https://doi.org/10.13189/eer.2017.050308>
22. Sedimentation of particulate matter during a phytoplankton spring bloom in relation to the hydrographical regime / V. Smetacek [et al.] // Marine Biology. 1978. Vol. 47. P. 211–226. <https://doi.org/10.1007/BF00541000>
23. *Пархоменко А. В., Кукушкин А. С.* Седиментационный поток взвешенного органического фосфора в пелагиали Черного моря // Океанология. 2018. Т. 58, № 2. С. 258–268. EDN ORRNGH. <https://doi.org/10.7868/S0030157418020107>

24. *Asper V. L.* Measuring the flux and sinking speed of marine snow aggregates // *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*. 1987. Vol. 34, iss. 1. P. 1–17. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(87\)90117-8](https://doi.org/10.1016/0198-0149(87)90117-8)
25. Сезонная и многолетняя изменчивость фитопланктона в Чёрном море по данным дистанционного зондирования и контактными измерениями хлорофилла А / С. В. Востоков [и др.] // *Доклады Академии наук*. 2019. Т. 485, № 1. С. 99–103. EDN RKUJZH. <https://doi.org/10.31857/S0869-5652485199-103>
26. *Vostokov S. V., Vostokova A. S., Vazyulya S. V.* Seasonal and Long-Term Variability of Coccolithophores in the Black Sea According to Remote Sensing Data and the Results of Field Investigations // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2022. Vol. 10, iss. 1. 97. <https://doi.org/10.3390/jmse10010097>

Об авторах:

Мукосеев Игорь Николаевич, старший инженер, отдел биогеохимии моря, лаборатория мониторинга и исследования потоков парниковых газов и кислорода в морской среде, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **SPIN-код: 7600-4992**, **ORCID ID: 0009-0000-3485-1004**, igor.mukos@gmail.com

Орехова Наталья Александровна, ведущий научный сотрудник, зав. отделом биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат географических наук, **SPIN-код: 9050-4772**, **ORCID ID: 0000-0002-1387-970X**, **ResearcherID: I-1755-2017**, **Scopus Author ID: 35784884700**, natalia.orekhova@mhi-ras.ru

Научная статья

УДК 551.46 (262.5)

EDN: AFHGMU

Распределение и вертикальные потоки взвешенного органического вещества в Черном море по результатам численного моделирования

В. Л. Дорофеев, Л. И. Сухих ✉

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

✉ l.sukhikh@gmail.com

Поступила в редакцию 11.06.2024; одобрена после рецензирования 22.08.2024;
принята к публикации 12.09.2024.

Аннотация

Цель. Изучение пространственного распределения, временной изменчивости и потоков взвешенного органического вещества в Черном море на основе численного моделирования – цель настоящей работы.

Методы и результаты. Для оценки пространственного распределения и вертикальных потоков взвешенного органического вещества в верхнем 200-метровом слое используется модель нижнего уровня пищевой цепи экосистемы Черного моря. Чтобы расширить исследование на всю толщу Черного моря, была разработана модель, состоящая из уравнения эволюции концентрации взвешенного органического вещества в слое от 200 м до дна. В качестве коэффициентов этого уравнения и уравнений модели экосистемы использовались гидродинамические и термодинамические поля, являющиеся результатами выполненного ранее реанализа. Расчет проводился за период 2016–2020 гг. Получены концентрации и вертикальные потоки взвешенного органического вещества на регулярной сетке с дискретностью по времени в 1 сутки. Потоки взвешенного органического углерода, полученные по результатам численного моделирования, сравнивались с результатами обработки проб, отобранных с помощью седиментационных ловушек в двух точках Черного моря. Результаты моделирования показали довольно хорошее качественное и количественное соответствие с результатами измерений.

Выводы. В работе создана модель для расчета содержания взвешенного органического вещества в глубоких слоях Черного моря. По результатам моделирования показано, что за счет биологических процессов концентрация взвешенной органики в приповерхностном слое Черного моря существенно выше, чем в глубоководном. Значение вертикальных потоков взвешенной органики в приповерхностном слое определяется в основном концентрацией взвеси, в глубоководном – значением вертикальной скорости. На основе результатов моделирования был оценен поток углерода из толщи воды на дно как результат оседания взвешенного вещества. Основная часть этого потока приходится на шельфовую зону моря.

Ключевые слова: карбонатная система, взвешенное органическое вещество, морская экосистема, Черное море, численное моделирование, седиментационные ловушки

Благодарности: расчет полей концентрации взвешенного органического вещества и его вертикальных потоков выполнен в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2023-0001; гидродинамические поля подготовлены в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2024-0012.

© Дорофеев В. Л., Сухих Л. И., 2024

Для цитирования: Дорофеев В. Л., Сухих Л. И. Распределение и вертикальные потоки взвешенного органического вещества в Черном море по результатам численного моделирования // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 6. С. 905–917. EDN AFHGMU.

Original article

Distribution and Vertical Fluxes of Particulate Organic Matter in the Black Sea Based on the Results of Numerical Modeling

V. L. Dorofeev, L. I. Sukhikh ✉

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
✉ l.sukhikh@gmail.com

Abstract

Purpose. The work is purposed at studying the spatial distribution, temporal variability and fluxes of particulate organic matter in the Black Sea based on numerical modeling.

Methods and Results. A model of the lower trophic level of the Black Sea ecosystem is applied to estimate the spatial distribution and vertical fluxes of particulate organic matter in the upper 200-meter layer. To extend the study to the whole thickness of the Black Sea, a model consisting of an equation for the evolution of particulate organic matter concentration in the layer from 200 m to the bottom was developed. The hydrodynamic and thermodynamic fields resulted from the previously performed reanalysis, are used as the coefficients of this equation and the equations of ecosystem model. The modeling was carried out for the period 2016–2020. The concentrations and vertical fluxes of particulate organic matter are obtained on a regular grid and with time resolution 1 day. The particulate organic carbon fluxes derived from numerical modeling are compared with the results of processing the samples collected by the sediment traps at two points in the Black Sea. The simulation results are in a fairly good qualitative and quantitative agreement with the measurement results.

Conclusions. A model for calculating the particulate organic matter content in the deep layers of the Black Sea was developed. The modeling results have shown that due to the biological processes, the particulate organic matter concentration in the surface layer of the Black Sea significantly exceeds the one in the deep-sea layer. The magnitude of vertical particulate organic matter fluxes in the surface layer is conditioned mainly by the suspended matter concentration, whereas in the deep-sea layer – by the value of vertical velocity. Based on the modeling results, the carbon flux directed from the water column to the bottom was classified as a result of suspended matter settling. The main part of this flux falls on the shelf zone of the sea.

Keywords: carbonate system, particulate organic matter, marine ecosystems, Black Sea, numerical modeling, sediment traps

Acknowledgments: The fields of particulate organic matter concentration and its vertical fluxes were calculated within the framework of theme of state assignment of FSBSI FRC MHI FNNN-2023-0001, the hydrodynamic fields were prepared within the framework of theme of state assignment of FSBSI FRC MHI FNNN-2024-0012.

For citation: Dorofeev, V.L. and Sukhikh, L.I., 2024. Distribution and Vertical Fluxes of Particulate Organic Matter in the Black Sea Based on the Results of Numerical Modeling. *Physical Oceanography*, 31(6), pp. 851-862.

Введение

Пространственное распределение, временная изменчивость и потоки взвешенного органического вещества (ВОВ) имеют большое значение при изучении карбонатной системы Черного моря. Исследование вертикального распределения взвешенной органики и ее временной изменчивости выполнено в ряде

работ (напр., ^{1, 2} [1–3]). Одним из основных направлений таких исследований является изучение проб взвеси, взятых с помощью стационарных седиментационных ловушек. В настоящее время работы по изучению вертикальных потоков взвеси, в том числе органического и неорганического углерода, ведутся совместно учеными ФГБУН ФИЦ МГИ и ИО РАН [4, 5] на постоянной основе. Измерения потоков взвеси с помощью стационарных седиментационных ловушек проводятся только в отдельных точках акватории Черного моря, что ограничивает понимание процессов, происходящих в море. Для того чтобы получить пространственные распределения и временной ход компонентов карбонатной системы, полезно использовать численные трехмерные модели морской среды, с помощью которых можно определить временную эволюцию и пространственное распределение интересующего параметра на регулярной сетке. В данной работе приведены результаты численного моделирования пятилетней эволюции взвешенного органического вещества в Черном море с целью изучения пространственно-временной изменчивости его концентрации и вертикальных потоков.

Материалы и метод исследования

Важную роль в формировании взвешенного органического вещества, особенно в верхнем кислородсодержащем слое моря, играют связанные с функционированием планктонного сообщества биологические процессы, в основе которых лежит образование первичной продукции за счет процессов фотосинтеза и ассимиляции фитопланктоном биогенных элементов. Поэтому для оценки пространственного распределения и вертикальных потоков ВОВ в верхнем слое использовалась модель нижнего уровня пищевой цепи экосистемы Черного моря [6]. Биогеохимическая часть модели представляет собой систему из 15 (по числу переменных состояния) уравнений переноса – диффузии, в правые части которых включены слагаемые, описывающие биогеохимические взаимодействия между переменными состояниями.

Система уравнений биогеохимической части модели в качестве коэффициентов включает поля скорости течений и коэффициенты турбулентного обмена, которые являются выходными параметрами модели циркуляции Черного моря. Кроме того, в слагаемых, описывающих взаимодействие компонентов модели экосистемы, используются поля температуры и солености, которые также являются выходными параметрами гидродинамической модели. Единицей измерения переменных состояния в модели является азот. В местах впадения крупных рек задаются потоки неорганических соединений азота (нитратов и аммония), пропорциональные их концентрации и интенсивности речного стока. Для перевода единиц измерения органического вещества из азота в углерод использовались массовые отношения C:N для разных параметров экосистемы Черного моря, взятые в работе [7]. В дальнейшем взвешенная органика рассматривается в единицах углерода.

¹ Филиппов В. С. Взвешенный органический углерод в водах аэробной зоны Черного моря // Экосистема пелагиали Черного моря. Москва : Наука, 1980. С. 62–64.

² Востоков С. В. Взвешенное органическое вещество в открытых водах Черного моря весной 1984 г. // Современное состояние экосистемы Черного моря. Москва : Наука, 1987. С. 59–67.

В данной работе в качестве гидродинамических и термодинамических полей использовались результаты реанализа, проведенного для периода 1993–2020 гг. [8] на основе численной модели циркуляции Черного моря с ассимиляцией данных спутниковых измерений температуры поверхности моря и аномалий топографии уровня. Горизонтальный шаг модели равен 4,8 км, в вертикальном направлении сетка модели имеет 35 z -уровней, сгущающихся к поверхности.

В биогеохимической части модели расчетная область по горизонтали совпадает с областью модели циркуляции (также совпадают шаги сетки), а по вертикали занимает верхние 200 м Черного моря (18 расчетных уровней, соответствующих модели циркуляции).

Описанная биогеохимическая модель дает распределение ВОВ только в верхнем 200-метровом слое моря. Для того чтобы расширить исследование на всю толщу Черного моря, было добавлено уравнение эволюции концентрации ВОВ в слое от 200 м до дна:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial(UC)}{\partial x} + \frac{\partial(VC)}{\partial y} + \frac{\partial((W + W_s)C)}{\partial z} = K_h \nabla^2 C + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial C}{\partial z} \right) + R, \quad (1)$$

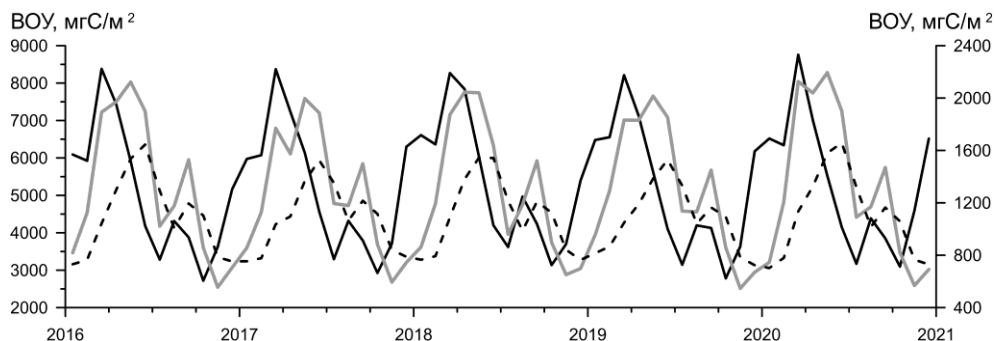
где C – концентрация ВОВ; U, V, W – компоненты скоростей течений; K_h, K_v – коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентной диффузии соответственно, полученные из модели циркуляции; W_s – скорость седиментации, зависящая от глубины; R – скорость изменения концентрации ВОВ в результате химических процессов. Величина скорости седиментации меняется в диапазоне 0,4–2,5 м/сут. Последнее слагаемое в правой части уравнения (1) описывает анаэробное разложение ВОВ. Горизонтальная сетка и расчетные уровни соответствуют модели циркуляции Черного моря. Источником ВОВ для уравнения (1) является верхний 200-метровый слой, где работает модель экосистемы. Получаемая там концентрация ВОВ на нижнем уровне (200 м) служит граничным условием для уравнения (1).

Основной расчет эволюции концентрации ВОВ проводился на 5 лет с 2016 по 2020 г. Для подготовки начальных полей для уравнения (1) использовалась следующая процедура. Проводился расчет по уравнению (1) с нулевыми начальными условиями. При этом граничные условия на верхней границе и коэффициенты уравнения (скорости течений) задавались в цикле для 2015 г. После того как поля концентрации ВОВ на всех горизонтах выходили на стационарный режим, счет заканчивался и полученные поля использовались в качестве начальных для основного расчета. Для этого потребовалось около ста лет модельного времени.

Результаты

После получения начальных условий был проведен расчет трехмерного распределения ВОВ по всей акватории Черного моря. В результате получен массив данных на регулярной сетке с дискретностью одни сутки. На рис. 1 показаны графики временной изменчивости суммарного взвешенного органического углерода в трех слоях: 0–56, 56–95 и 95–350 м. Первый слой примерно соответствует глубине слоя фотосинтеза в Черном море, второй – субанаэроб-

ной зоне, третий – сероводородной зоне согласно работе [1], в которой изучалось распределение взвешенного органического углерода (ВОУ) на основе данных проб, полученных на 11 станциях 26-го рейса НИС «Витязь» в 1992 г. В слое 0–56 м основной максимум присутствует примерно в марте во время «цветения» диатомовых водорослей. В более нижних слоях этот максимум становится меньше и сдвигается по времени вправо в соответствии с оседанием взвешенного вещества.

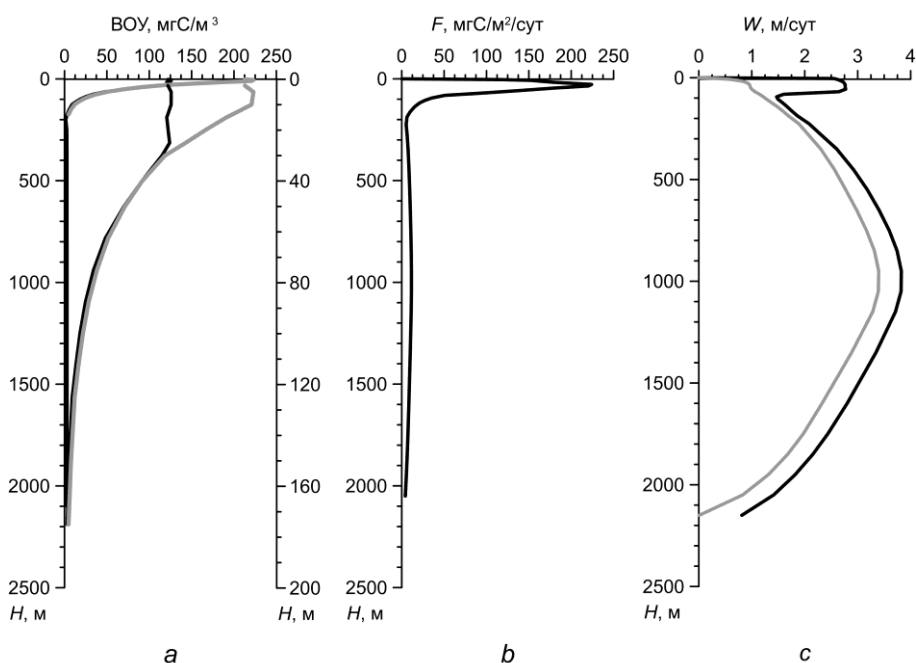


Р и с. 1. Временная изменчивость суммарного взвешенного органического углерода в трех слоях: 0–56 м (черная линия), 56–95 м (серая линия) и 95–350 м (штриховая). Левая ось ординат относится к слою 0–56 м, правая – к двум другим слоям. Графики построены по результатам численного моделирования

Fig. 1. Temporal variability of total particulate organic carbon in three layers: 0–56 m (black line), 56–95 m (gray line), and 95–350 m (dashed line). The left ordinate axis refers to the 0–56 m layer, and the right one – to the other two layers. The graphs are constructed based on the results of numerical modeling

В работе [1] приводится среднее содержание ВОУ в этих слоях – 4,7, 1,0 и 7,9 г. В работе [9], где рассматриваются результаты измерений в юго-западной части Черного моря, приводятся близкие значения. Соответствующие значения, полученные по данным рис. 1, равны 5,2, 1,3 и 1,1 г. Для первых двух слоев сходство с результатами измерений довольно хорошее, хотя измерения выполнены для другого временного периода. Для сероводородной зоны результаты моделирования оказываются заниженными.

На рис. 2, а представлены вертикальные профили ВОУ, осредненные по площади и за 5 лет для всего бассейна и шельфа. Профиль, осредненный по всей акватории Черного моря, имеет максимальное значение $\sim 120 \text{ мг/м}^3$ в верхнем 20-метровом слое. На шельфе максимальное значение превышает 200 мг/м^3 . В работе [1] показан профиль ВОУ, полученный осреднением по всем измерениям. В верхнем 20-метровом слое значения ВОУ имеют максимум 142 мг/м^3 , который находится между значениями максимумов для всей акватории моря и шельфа, полученными по результатам численного моделирования.



Р и с. 2. Вертикальные профили БОУ для всей толщи воды (левая ось ординат) и верхнего 200-метрового слоя (правая ось), осредненные по всему бассейну (черная линия) и шельфу (серая линия) (a); профиль вертикального потока БОУ (b); профили средней вертикальной скорости жидкости, направленной ко дну (серая линия) и скорости жидкости плюс скорости седиментации (черная линия) (c). Все профили построены по результатам численного моделирования

F i g. 2. Vertical profiles of POC for the whole water column (left ordinate axis) and the upper 200-meter layer (right ordinate axis) averaged over the whole basin (black line) and shelf (gray line) (a); profile of the POC vertical flux (b); profiles of the liquid average vertical velocity directed towards the bottom (gray line), and the liquid velocity plus the sedimentation velocity (black line) (c). All the profiles are constructed based on the results of numerical modeling

На основе полученных в расчетах распределений БОУ были построены поля среднемесячных потоков (F) неорганического углерода, направленных вниз для всех горизонтов модели. Потоки рассчитывались следующим образом. В каждой точке сетки модели и расчетном горизонте суммировалось в течение месяца значение F : $F = POC(W + W_s)$ при $W + W_s > 0$ и $F = 0$ при $W + W_s < 0$, где POC – концентрация БОУ; W – скорость жидкости; W_s – скорость седиментации частичек органического углерода. Отметим, что скорость имеет положительное значение, если она направлена от поверхности ко дну. Затем полученное значение делилось на число дней в месяце. Такой способ определения потока БОУ выбран для того, чтобы результаты моделирования можно было сравнивать с результатами измерений, полученных в рейсах НИС «Профессор Водяницкий» с помощью седиментационных ловушек, в которых отбор проб проводился с экспозицией 1 мес. Эти пробы использовались затем для исследования особенностей вертикального потока органического и неорганического углерода [10].

Профиль вертикального потока БОУ, осредненный по всей акватории Черного моря и за временной интервал 5 лет, изображен на рис. 2, b. На рис. 2, c

представлены аналогичные профили вертикальной скорости жидкости и суммы $W + W_s$. Профиль вертикального потока БОУ в верхнем 100-метровом слое имеет максимум, который существенно, по крайней мере на порядок, превышает значения средних потоков ниже 200 м. Средняя вертикальная скорость в пределах всего слоя меняется максимально в 3 раза (не считая горизонтов возле поверхности и у дна), а сумма $W + W_s$ – максимально в 4 раза. Локальный максимум последней в верхнем 100-метровом слое объясняется высокой скоростью седиментации в этом слое. Концентрация БОУ в приповерхностном слое моря также существенно выше, чем в слое глубже 200 м, где средняя концентрация меняется незначительно. Отсюда можно сделать вывод, что средний вертикальный поток взвешенной органики в приповерхностном слое определяется в основном концентрацией БОУ, а в слое ниже 200 м – вертикальной скоростью.

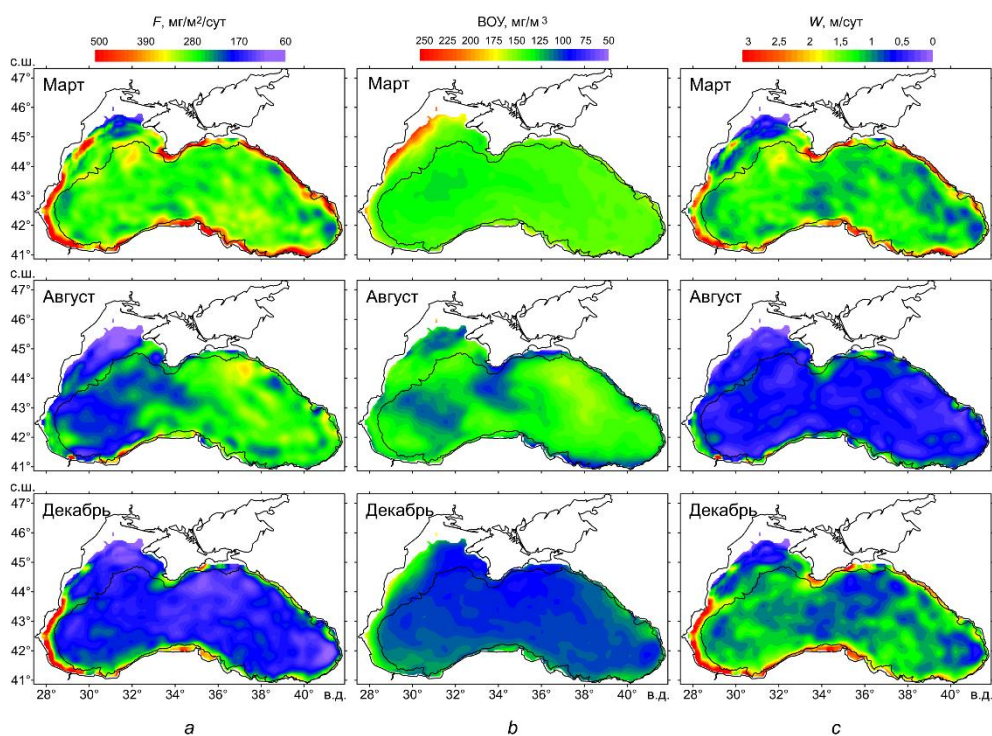


Рис. 3. Карты распределения потоков БОУ (а), концентрации БОУ (b), вертикальной скорости жидкости, направленной вниз (c), для горизонта 30 м по результатам численного моделирования

Fig. 3. Maps of distribution of POC fluxes (a) and concentration (b), and liquid vertical velocity directed downwards (c) for the 30 m horizon based on the results of numerical modeling

Приведенные на рис. 3 среднемесячные карты распределения потоков БОУ, его концентрации и вертикальной скорости на горизонте 30 м получены осреднением за 5 лет для трех месяцев – марта, августа и декабря. В марте концентрация БОУ довольно высока на всей акватории Черного моря (~ 150 мг/м³), соответственно вертикальные потоки БОУ также имеют высокие значения (~ 300 мг/м²/сут) по всей акватории. В августе концентрация БОУ заметно

ниже, чем в марте, также ниже и значения вертикальных потоков, особенно в западной части моря. В декабре наблюдаются самые низкие значения концентрации и вертикальных потоков ВОУ. Таким образом, на горизонте 30 м значения вертикальных потоков ВОУ хорошо коррелируют с его концентрацией. Это подтверждает сделанный ранее вывод, что в приповерхностном слое Черного моря вертикальные потоки ВОУ определяются главным образом его концентрацией. Что касается вертикальной скорости (рис 3, с), то ее наименьшие значения наблюдаются в августе, тогда как наименьшие значения потоков отмечаются в декабре (рис 3, а). В то же время пространственная изменчивость вертикальной скорости существенно влияет на пространственное распределение потоков. Так, в марте наблюдаются повышенные значения вертикальной скорости на периферии бассейна, в этих же местах отмечаются повышенные значения потоков ВОУ. В декабре высокие вертикальные скорости и повышенные значения потоков ВОУ наблюдаются вдоль глубоководной части западного берега и южного берега Черного моря.

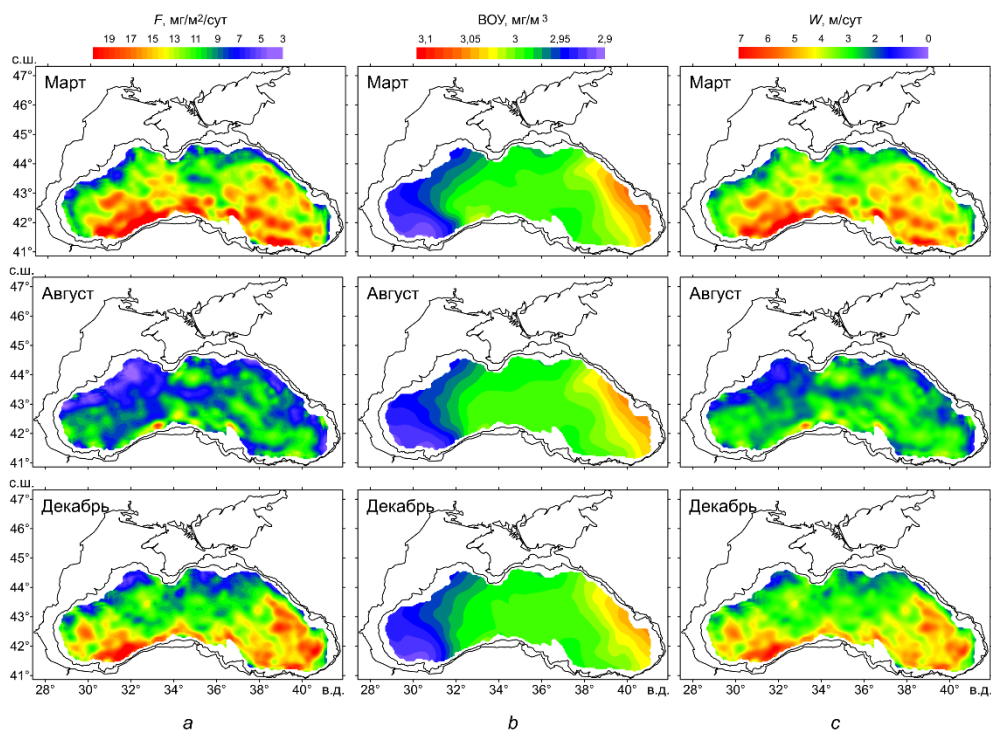
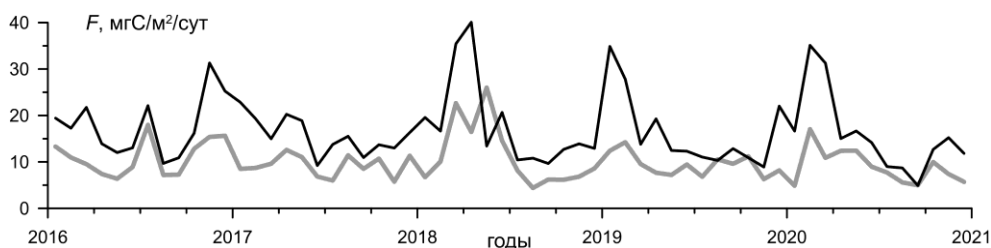


Рис. 4. То же, что на рис. 3, для горизонта 1200 м
Fig. 4. The same as in Fig. 3 for the 1200 m horizon

На горизонте 1200 м концентрация ВОУ практически не зависит от месяца (рис. 4). Пространственная изменчивость также достаточно слабая, поэтому основной вклад в вертикальные потоки вносит вертикальная скорость жидкости. В августе она самая низкая из представленных на рис. 4, с, в этом же месяце наблюдаются самые слабые вертикальные потоки ВОУ. Пространственное распределение вертикальных потоков практически совпадает с пространственным распределением вертикальной скорости.

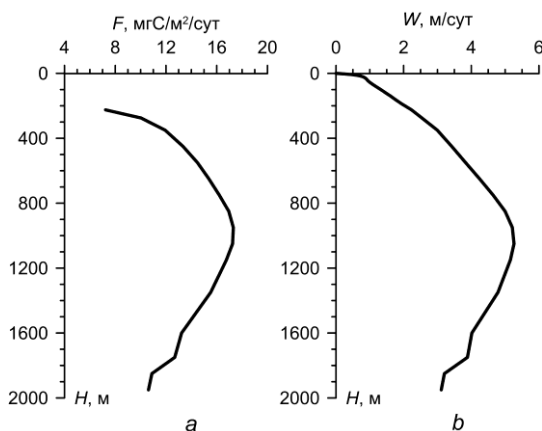
В работе [11] приведены результаты анализа материала, собранного во время проведения эксперимента с седиментационными ловушками, который проводился возле г. Амасра, Турция, в глубоководной части Черного моря. В ходе эксперимента (длительностью три года с октября 1982 г.) использовались две седиментационные ловушки, установленные на горизонтах 250 и 1200 м. Одним из результатов проведенного исследования является тот факт, что суммарный поток взвешенного вещества выше в глубоководной ловушке; поток ВОУ на нижней ловушке достигал максимальных значений ~ 40 мг/м²/сут, на более мелководной ~ 20 мг/м²/сут.

На рис. 5 приведены полученные по результатам моделирования графики изменчивости во времени потоков ВОУ для этих горизонтов в узле сетки с координатами $42,063^\circ$ с. ш. и $32,362^\circ$ в. д. Несмотря на то что результаты моделирования относятся к другому промежутку времени, главные особенности, отмеченные в работе [11], сохраняются и для них: вертикальный поток ВОУ на горизонте 1200 м практически на всем периоде моделирования больше, чем на горизонте 250 м, его максимальные значения составляли ~ 40 мг/м²/сут, в то время как на горизонте 250 м они достигали ~ 20 мг/м²/сут.



Р и с. 5. Изменение во времени потоков ВОУ в узле расчетной сетки модели с координатами $42,063^\circ$ с. ш. и $32,362^\circ$ в. д. на горизонтах 250 м (серая линия) и 1200 м (черная)

F i g. 5. Graphs of time variability of POC fluxes in the model computational grid node (coordinates are 42.063° N and 32.362° E) at the 250 m (gray line) and 1200 m (black line) horizons

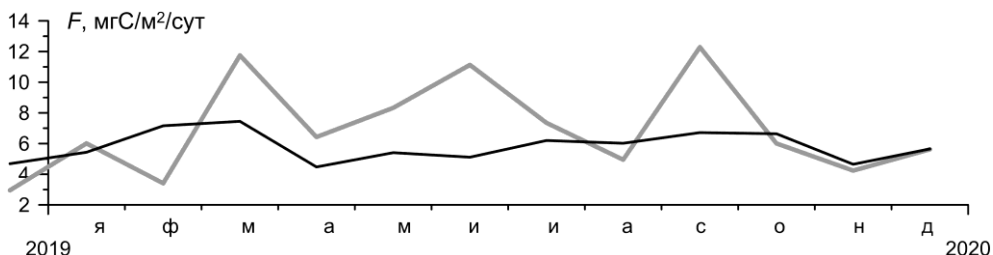


Р и с. 6. Профили потока ВОУ (a) и вертикальной скорости (b) для узла расчетной сетки модели с координатами $42,063^\circ$ с. ш. и $32,362^\circ$ в. д.

F i g. 6. Profiles of POC flux (a) and vertical velocity (b) for the model computational grid node (coordinates are 42.063° N and 32.362° E)

На картах, приведенных на рис. 4, видно, что в районе координат, указанных на рис. 5, наблюдаются повышенные значения вертикальной скорости и соответственно – потоков ВОУ для всех месяцев. На рис. 6 показаны профили вертикальной скорости и потока ВОУ, полученные осреднением за весь период интегрирования. Средняя вертикальная скорость, направленная ко дну бассейна, достигает максимального значения на глубине ~ 1000 м, вертикальный поток ВОУ также имеет максимум приблизительно на этой глубине. То есть характер течений в этом месте Черного моря таков, что на горизонте 1200 м вертикальный поток заметно больше, чем на глубине 250 м.

В последние годы отбор проб с помощью седиментационных ловушек проводится на постоянной основе. В работе [10] изложены некоторые результаты обработки проб, полученных с помощью ловушек, установленных в глубоководной части Черного моря на разрезе м. Херсонес – пролив Босфор в точке с координатами $43,8^\circ$ с. ш. и $32,1^\circ$ в. д. в ноябре 2018 г. на глубинах 150 и 1700 м. Отбор проб проводился в течение года с заданной экспозицией 1 мес. Средний за весь период измерений вертикальный поток ВОУ по результатам обработки образцов составил $1,9$ мг/м²/сут для горизонта 150 м и $6,57$ мг/м²/сут для горизонта 1700 м. То есть значения потоков ВОУ на глубинном горизонте выше, чем на мелководном.



Р и с. 7. Временная изменчивость потоков ВОУ в узле расчетной сетки модели с координатами $43,8^\circ$ с. ш. и $32,1^\circ$ в. д. на горизонтах 150 м (серая линия) и 1700 м (черная)

F i g. 7. Temporal variability of POC fluxes in the model computational grid node (coordinates are $43,8^\circ$ N and $32,1^\circ$ E) at the 150 m (gray line) and 1700 m (black line) horizons

Представленные на рис. 7 вертикальные потоки за 2019 г. получены по результатам моделирования. Здесь на горизонте 150 м в целом они больше (за исключением нескольких месяцев), чем на горизонте 1700 м. Средние значения потоков составили $6,95$ мг/м²/сут на глубине 150 м и $5,8$ мг/м²/сут на глубине 1700 м. Таким образом, среднее значение вертикального потока ВОУ на глубинном горизонте, полученное по результатам моделирования, близко к измеренному, а на горизонте 150 м результаты моделирования превышают измеренные значения.

На основе полученных полей можно оценить, сколько взвешенного углерода оседает на дно и тем самым выводится из карбонатной системы Черного моря. Так как вертикальная скорость жидкости на дне равна нулю в силу условия непротекания, вертикальный поток взвешенного углерода в каждой точке морского дна будет равен $F_b = POC_b \cdot W_s$, где POC_b – концентрация взвешенного углерода в придонной ячейке. На рис. 8 приведены графики изменения

суммарного потока взвешенного углерода на дно Черного моря для всей акватории и шельфовой зоны. Значения потоков для шельфа и всего моря практически совпадают. Это говорит о том, что в основном оседание взвешенного углерода на дно на шельфе происходит за счет того, что на значительной части северо-западного шельфа глубина меньше 50 м, а на этих глубинах концентрация ВОУ на два порядка превосходит соответствующие значения в глубинных слоях моря. Максимум оседания на дно приходится примерно на март, что соответствует максимуму суммарного содержания ВОУ в слое фотосинтеза (рис. 1).

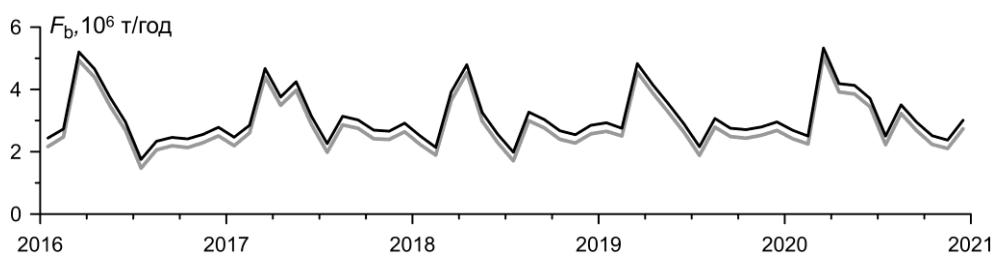


Рис. 8. Суммарный поток оседания ВОУ на дно Черного моря (черная линия) и шельфа (серая) по результатам численного моделирования

Fig. 8. Total flux of POC settling to the Black Sea bottom (black line) and shelf (gray line) based on the results of numerical modeling

На рис. 9 показано распределение потоков оседания ВОУ на дно Черного моря для марта (максимумы на графиках рис. 8) и для июля (минимумы). Видно, что оседание на дно в районе шельфа существенно превосходит оседание в глубоководной части моря. Среднее значение потери углерода вследствие оседания на дно равно (по графику на рис. 8) $3,1 \cdot 10^6$ т/год ($2,83 \cdot 10^6$ т/год – на шельфе). В работе [11] поступление в Черное море ВОУ со стоком рек оценивалось в $2,6 \cdot 10^6$ т/год, что оказалось близким к значению оседания на дно, полученному по результатам моделирования.

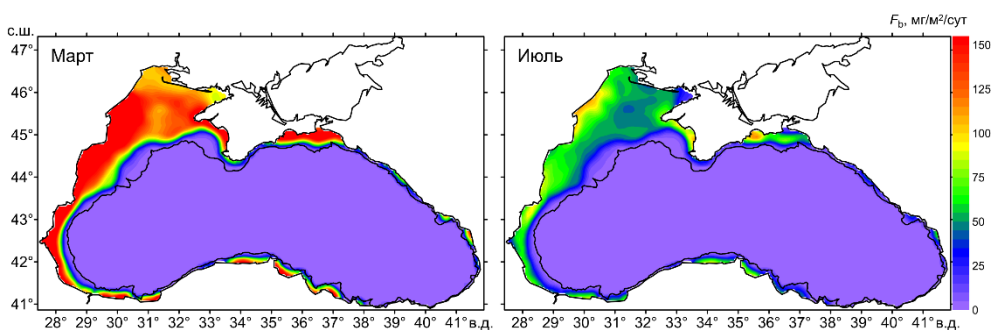


Рис. 9. Карты распределения потоков оседания ВОУ на дно Черного моря для двух месяцев по результатам численного моделирования

Fig. 9. Maps of distribution of POC settling fluxes to the Black Sea bottom for two months based on the results of numerical modeling

Заключение

В работе рассмотрена созданная модель для расчета содержания взвешенного органического вещества в глубоких слоях Черного моря. Для расчета ВОВ в верхнем 200-метровом слое применяется существующая модель нижнего уровня пищевой цепи экосистемы Черного моря, результаты которой на нижнем расчетном горизонте используются в качестве граничных условий для расчета концентрации органического углерода в нижележащих слоях.

Был выполнен расчет по модели на 5 лет, в результате получены концентрации ВОУ на регулярной сетке с дискретностью по времени 1 сут. Концентрация взвешенной органики в приповерхностном слое Черного моря по результатам моделирования существенно выше, чем в глубоководном слое в силу влияния биологических процессов.

С использованием модельных полей концентрации ВОУ и гидродинамических полей, полученных по модели циркуляции Черного моря, были рассчитаны вертикальные потоки ВОУ. Так же, как и концентрации, значения потоков существенно больше в приповерхностном слое Черного моря. Вертикальный поток ВОУ в приповерхностном слое определяется в основном концентрацией взвеси, в глубоководном слое – вертикальной скоростью, направленной вниз. Этот вывод подтверждается картами распределения средних концентраций, потоков ВОУ и вертикальной скорости на горизонтах 30 и 1200 м. Однако пространственное распределение потока ВОУ даже на горизонте 30 м может заметно коррелировать с распределением вертикальной скорости.

Результаты численного моделирования потоков ВОУ сравнивались с результатами обработки проб, отобранных с помощью седиментационных ловушек в двух точках Черного моря. Результаты моделирования показали довольно хорошее качественное и иногда количественное соответствие с результатами измерений.

На основе результатов моделирования был оценен поток углерода из толщи воды на дно как результат оседания взвешенного вещества. Основная часть этого потока приходится на шельфовую зону моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Люцарев С. В., Шанин С. С. Особенности распределения взвешенного органического углерода в толще вод Черного моря // *Океанология*. 1996. Т. 36, № 4. С. 538–542.
2. Еремеева Л. В., Бурлакова З. П., Коновалов С. К. Сезонная и пространственная изменчивость содержания взвешенного органического вещества в деятельном слое Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*. 1998. № 5. С. 30–62.
3. Бурлакова З. П., Еремеева Л. В., Коновалов С. К. Бюджет и потоки взвешенного органического углерода и азота по данным их вертикального распределения в глубоководной части Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*. 2003. № 3. С. 34–49.
4. Геологические исследования Черного моря (81-й рейс научно-исследовательского судна «Профессор Водяницкий») / А. А. Ключиткин [и др.] // *Океанология*. 2017. Т. 57, № 5. С. 838–840. EDN ZMDQCB. <https://doi.org/10.7868/S0030157417050197>
5. Комплексные исследования Черного моря в 101-м рейсе научно-исследовательского судна «Профессор Водяницкий» / А. А. Ключиткин [и др.] // *Океанология*. 2019. Т. 59, № 2. С. 315–318. EDN ZKXFXF. <https://doi.org/10.31857/S0030-1574592315-318>

6. *Dorofeev V. L., Sukhikh L. I.* Studying Long-Term Variations in Black-Sea Ecosystem Based on the Assimilation of Remote Sensing Data in a Numerical Model // *Water Resources*. 2019. Vol. 46, iss. 1. P. 65–75. <https://doi.org/10.1134/S0097807819010032>
7. *Gregoire M., Raick C., Soetaert K.* Numerical modeling of the central Black Sea ecosystem functioning during the eutrophication phase // *Progress in Oceanography*. 2008. Vol. 76, iss. 3. P. 286–333. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.01.002>
8. *Дорофеев В. Л., Сухих Л. И.* Анализ долговременной изменчивости гидродинамических полей в верхнем 200-метровом слое Черного моря на основе результатов реанализа // *Морской гидрофизический журнал*. 2023. Т. 39, № 5. С. 617–630. EDN PILFWG.
9. *Karl D. M., Knauer G. A.* Microbial production and particle flux in the upper 350 m of the Black Sea // *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*. 1991. Vol. 38, Suppl. 2. P. S921–S942. [https://doi.org/10.1016/S0198-0149\(10\)80017-2](https://doi.org/10.1016/S0198-0149(10)80017-2)
10. *Мукосеев И. Н., Гурова Ю. С., Орехова Н. А.* Потоки углерода со взвешенным веществом в Черном море // *Моря России: от теории к практике океанологических исследований : тезисы докладов Всероссийской научной конференции*. Севастополь : ФГБУН ФИЦ МГИ, 2023. С. 276–277. EDN XNBZRI.
11. *Particle flux in the Black Sea: Nature of the organic matter / E. Izdar [et al.] // Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg : Hamburg, 1987. SCOPE/UNEP Sonderband Heft 62. P. 1–18.*

Об авторах:

Дорофеев Виктор Львович, ведущий научный сотрудник, отдел динамики океанических процессов, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ResearcherID: G-1050-2014**, **SPIN-код: 7144-1950**, dorofeyev_viktor@mail.ru

Сухих Лариса Ивановна, научный сотрудник, отдел динамики океанических процессов, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ResearcherID: M-4381-2018**, **SPIN-код: 6168-6090**, l.sukhikh@gmail.com

Результаты мониторинга концентраций парниковых газов и вариаций деформаций земной коры на мысе Шульца в зимний период 2023–2024 годов

**М. А. Бовсун, Г. И. Долгих, С. Г. Долгих,
В. В. Овчаренко, И. Е. Степочкин, В. А. Чупин [✉], А. В. Яцук**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, Россия
[✉] chupin@poi.dvo.ru*

Поступила в редакцию 25.06.2024; одобрена после рецензирования 05.09.2024;
принята к публикации 12.09.2024.

Аннотация

Цель. Целью работы является контроль климатических изменений в южной части Приморского края, связанных с вариациями метеорологических параметров, потоков парниковых газов, влиянием катастрофических деформационных процессов земной коры.

Методы и результаты. На морской экспериментальной станции «м. Шульца» проводятся непрерывные комплексные измерения стационарным аппаратно-программным измерительным комплексом газодеформационного мониторинга. Приводится краткое описание измерительного комплекса, состоящего из нескольких лазерно-интерференционных измерительных устройств (лазерные деформографы, лазерный нанобарограф, лазерный измеритель вариаций давления гидросферы) и стационарного газоанализатора закрытого типа для измерения концентраций углекислого газа и водяного пара в атмосфере. Все данные натурных измерений, полученные с использованием комплекса, собираются в общую базу данных для последующих исследований. В ходе проведенных измерений в зимний период 2023–2024 и весенний период 2024 г. получены новые данные о проявлении и взаимодействии различных геосферных процессов. В зимний период зарегистрировано превышение содержания углекислого газа в атмосфере и снижение его уровня в начале весны, связанное с сезонным изменением преобладающего направления ветра. В результате мониторинга выявлена суточная периодичность концентрации углекислого газа. При этом зарегистрировано влияние суточных вариаций температуры атмосферного воздуха на суточные вариации концентрации углекислого газа. В результате деформационного мониторинга зарегистрировано катастрофическое землетрясение, вызвавшее цунами в Японском море. Вычисление величины выявленной деформационной аномалии землетрясения позволило определить величину смещения земной коры, которое привело к возникновению волны цунами. Комплексная обработка данных показывает корреляцию микродеформаций земной коры, вариаций атмосферного давления, углекислого газа и водяного пара в атмосфере на приливных гармониках.

Выводы. Комплексный мониторинг концентраций парниковых газов и вариаций деформаций земной коры позволил выявить зависимости короткопериодных колебаний при газодеформационном межгеосферном взаимодействиях. Получены новейшие данные об изменении концентраций парниковых газов в зимний период на южной территории Приморского края.

Ключевые слова: аппаратно-программный комплекс, деформация земной коры, углекислый газ, водяной пар, газеохимический мониторинг, метеорологический мониторинг, деформационный мониторинг, цунами

Благодарности: работа выполнена при финансовой поддержке ФНТП «Обоснование системы климатического мониторинга дальневосточных морей и разработка методов мониторинга экстремальных погодно-климатических явлений, связанных с океаном, на основе стационарных и мобильных измерительных комплексов, а также мультисенсорного спутникового зондирования» (выполнение измерений и интерпретация полученных результатов) и темы (№124022100074-9) «Изучение природы линейного и нелинейного взаимодействия геосферных полей переходных зон Мирового океана и их последствий» (создание экспериментального комплекса).

Для цитирования: Результаты мониторинга концентраций парниковых газов и вариаций деформаций земной коры на мысе Шульца в зимний период 2023–2024 годов / М. А. Бовсун [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 6. С. 918–935. EDN SKDOEN.

Original article

Results of Monitoring of Greenhouse Gas Concentrations and Variations in the Earth's Crust Deformations at Cape Schultz in Winter Period, 2023–2024

M. A. Bovsun, G. I. Dolgikh, S. G. Dolgikh, V. V. Ovcharenko,
I. E. Stepochkin, V. A. Chupin , A. V. Yatsuk

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

Abstract

Purpose. The purpose of the study is to monitor climatic changes in the southern part of Primorsky Krai related to the variations in meteorological parameters, greenhouse gas flows, and the affect of catastrophic deformation processes of the Earth's crust.

Methods and Results. At the marine experimental station “C. Shultz”, complex measurements are continuously performed by a stationary hardware and software measuring complex for gas-deformation monitoring. The measuring complex consisting of several laser interference measuring devices (laser strainmeters, laser nanobarograph and laser meter of hydrosphere pressure variations) and a stationary closed-type gas analyzer for measuring the carbon dioxide and water vapor concentrations in the atmosphere, is briefly described. All the field measurement data obtained using the complex, are assembled in a common database for subsequent research. During the measurements performed in winter, 2023–2024 and spring, 2024, new data on the manifestations and interactions of different geospheric processes were obtained. In winter, an excess of carbon dioxide content in the atmosphere and its decrease in early spring were recorded, that was due to a seasonal change of the prevailing wind direction. The monitoring has resulted in revealing a daily frequency of the carbon dioxide concentration. At the same time, the effect of daily variations in the atmospheric air temperature upon the daily variations in carbon dioxide concentration was recorded. The deformation monitoring made it possible to record a catastrophic earthquake which caused a tsunami in the Sea of Japan. Calculation of the magnitude of the revealed deformation anomaly of the earthquake permitted to determine the magnitude of the Earth's crust displacement which led to the occurrence of a tsunami wave. Complex processing of data shows the data correlation induced by micro-deformations the Earth's crust and the variations in atmospheric pressure, carbon dioxide and water vapor in the atmosphere at tidal harmonics.

Conclusions. Comprehensive monitoring of the greenhouse gas concentrations and the variations in crustal deformations made it possible to identify the dependencies of short-period oscillations during the gas-deformation inter-geospheric interactions. The latest data on the changes in greenhouse gas concentrations in winter in the southern part of Primorsky Krai have been obtained.

Keywords: hardware and software complex, deformation of the Earth's crust, carbon dioxide, water vapor, gas-geochemical monitoring, meteorological monitoring, deformation monitoring, tsunami

Acknowledgments: The study was carried out with the financial support from FSTP “Grounds for the climate monitoring system of the Far Eastern seas and development of methods for monitoring the extreme weather and climate phenomena related to the ocean, based on stationary and mobile measuring complexes as well as multi-sensor satellite sensing” (taking measurements and interpreting the obtained results) and within the framework of theme (No. 124022100074-9) “Study of the origin of linear and nonlinear interaction between the geospheric fields of transition zones of the World Ocean and their consequences” (development of the experimental complex).

For citation: Bovsun, M.A., Dolgikh, G.I., Dolgikh, S.G., Ovcharenko, V.V., Stepochkin, I.E., Chupin, V.A. and Yatsuk, A.V., 2024. Results of Monitoring of Greenhouse Gas Concentrations and Variations in the Earth's Crust Deformations at Cape Schultz in Winter Period, 2023–2024. *Physical Oceanography*, 31(6), pp. 863-879.

Введение

В последние годы с все нарастающей тревогой человечество следит за глобальными климатическими изменениями, которые особенно контрастно проявляются в наблюдаемых метеорологических параметрах, таких как парниковые газы, температура приземного воздуха, осадки, общая циркуляция атмосферы, состояние криосферы суши и Мирового океана, экстремальность климата.

Атмосферные концентрации трех парниковых газов, имеющих как естественные, так и антропогенные источники, значительно выросли начиная с доиндустриальной эпохи: CO_2 на 46%, CH_4 на 157%, N_2O на 22%.

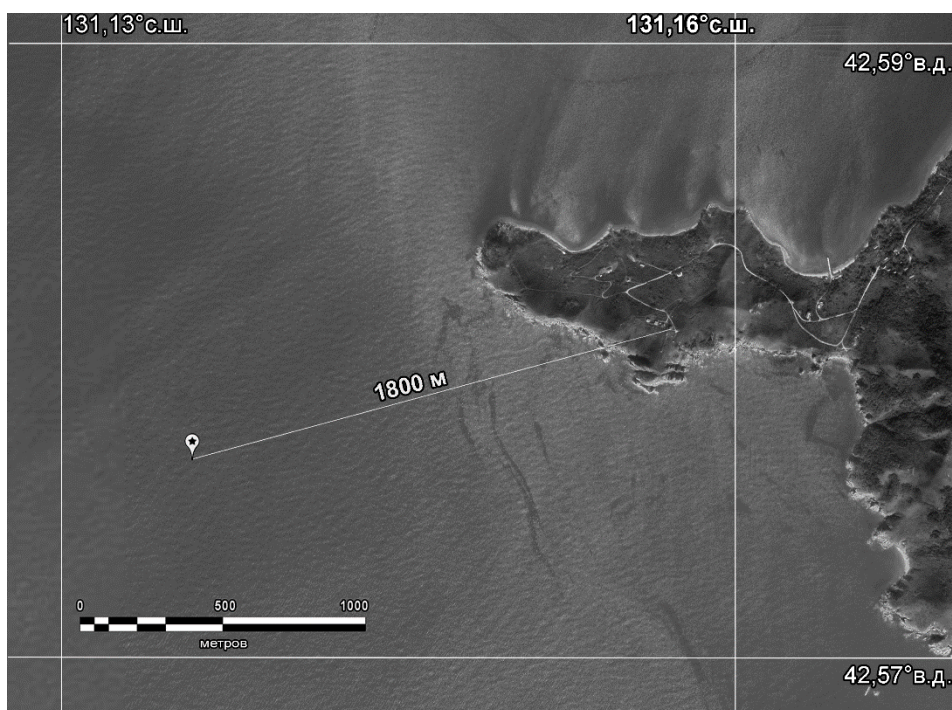
С повышением температуры, увеличением числа катастрофических процессов растут и объемы естественных выбросов. Повышение температуры вследствие деформационных, морских волновых процессов может происходить не только в земной коре, но и в атмосфере, что было отмечено в работе [1]. Возникновение микробаром (это гравитационные морские волны) коррелирует с возникновением микросейсм. Более того, одни и те же волны возбуждают микросейсм и микробаромы. Энергия микросейсм зависит от энергии морских волн. В работе [2] исследовали связь микросейсм с конкретными штормами. Крупные штормы значительно увеличивают микросейсмическую энергию [3–5]. В связи с этим исследовалась вариация сейсмического шума в десятилетних масштабах с целью выявления ее связи с изменчивостью климата [6]. Сейсмическое профилирование залива Петра Великого показывает обширные выходы газов, связанные с их скоплениями в донных осадках шельфовой области, сформировавшихся в результате преобразования органического вещества осадочных отложений [7]. При этом регистрируется высокая концентрация CO_2 в донных отложениях этой акватории [8]. Также отмечается существенное влияние приливов на интенсивность и периодичность выбросов газов [9].

В своих оценках мы должны учитывать роль деформационных процессов земной коры, вызывающих повышенные выбросы природных газов из мантии и земной коры в атмосферу. В результате комплексных измерений получены новые данные о региональных деформационных процессах и корреляции концентрации парниковых газов.

Цель настоящей работы – изучить связи деформационных процессов земной коры с выбросами природных парниковых газов на м. Шульца Приморского края России и на шельфе Японского моря с использованием созданного аппаратно-программного комплекса газодеформационного мониторинга переходной зоны атмосфера – гидросфера – литосфера [10].

Аппаратно-программный комплекс газодеформационного мониторинга

Данный комплекс состоит из лазерно-интерференционных установок для измерения деформации земной коры и вариаций атмосферного давления, стационарного газоаналитического оборудования и метеостанции. При проведении эксперимента по изучению связи динамики парниковых газов шельфовой области Японского моря с вариациями деформаций земной коры в отдельный промежуток времени НИС «Профессор Гагаринский» стоял на якорю на шельфе Японского моря в 1,8 км от места расположения лазерного деформографа (рис. 1).



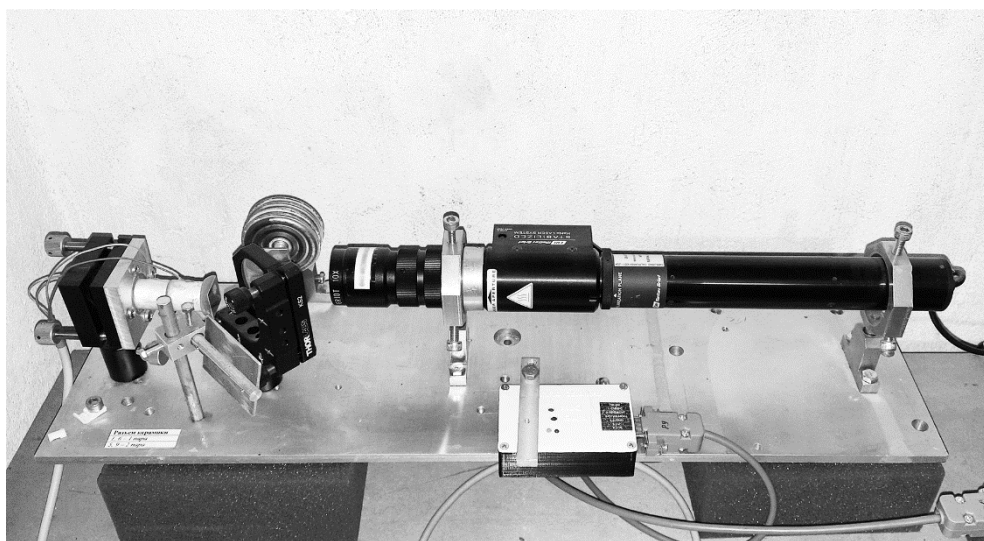
Р и с. 1. Место постановки на якорь НИС «Профессор Гагаринский» на карте
F i g. 1. Map showing the anchoring place of the R/V "Professor Gagarinsky"

Лазерно-интерференционный комплекс. На п-ове Гамова Приморского края с центром в точке с координатами 42,58° с. ш. и 131,15° в. д. на территории морской экспериментальной станции (МЭС) «м. Шульца» расположен лазерно-интерференционный измерительный комплекс приборов, в состав которого входят лазерный нанобарограф, лазерные деформографы с длинами измерительных плеч 52,5 и 17,5 м, лазерный измеритель вариаций давления гидросферы (рис. 2).



Р и с. 2. Схема расположения лазерных интерферометров: 1 – лазерный деформограф с длиной измерительного плеча 52,5 м; 2 – лазерный деформограф с длиной измерительного плеча 17,5 м; 3 – лазерный нанобарограф; 4 – лазерный измеритель вариаций давления гидросферы; 5 – лабораторное помещение

F i g. 2. Layout of laser interferometer locations: 1 – laser strainmeter with a measuring arm length 52.5 m; 2 – laser strainmeter with a measuring arm length 17.5 m; 3 – laser nanobarograph; 4 – laser meter of variations of hydrosphere pressure; 5 – laboratory

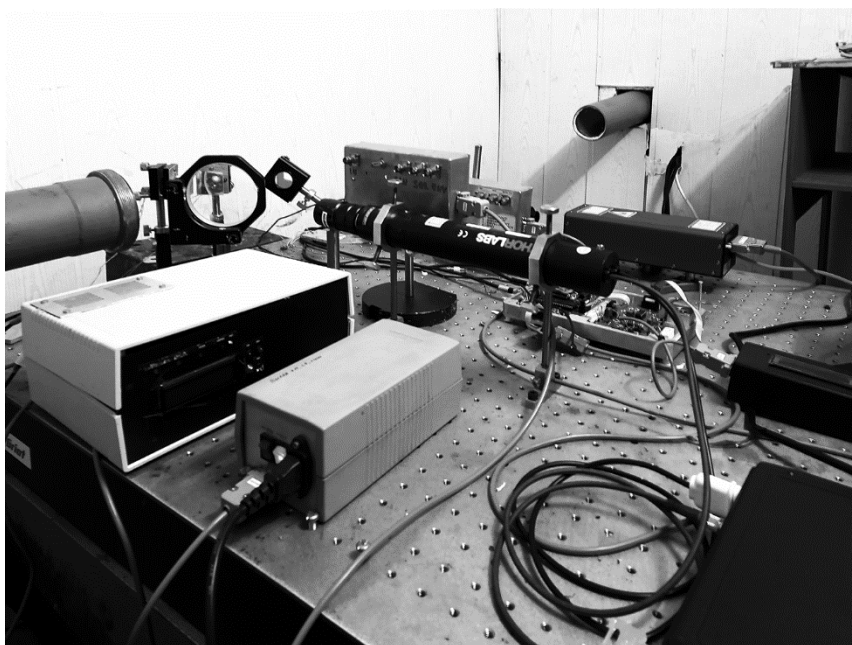


Р и с. 3. Общий вид лазерного нанобарографа

F i g. 3. General view of laser nanobarograph

Лазерный нанобарограф [11] создан для исследований взаимосвязи между процессами в атмосфере, литосфере и гидросфере. В качестве датчика-измерителя атмосферного давления в лазерном нанобарографе используется блок anerоидных коробок, применяемый в классических стрелочных барометрических приборах. С целью увеличения чувствительности при регистрации перемещения незакрепленного конца блока anerоидных коробок применены лазерно-

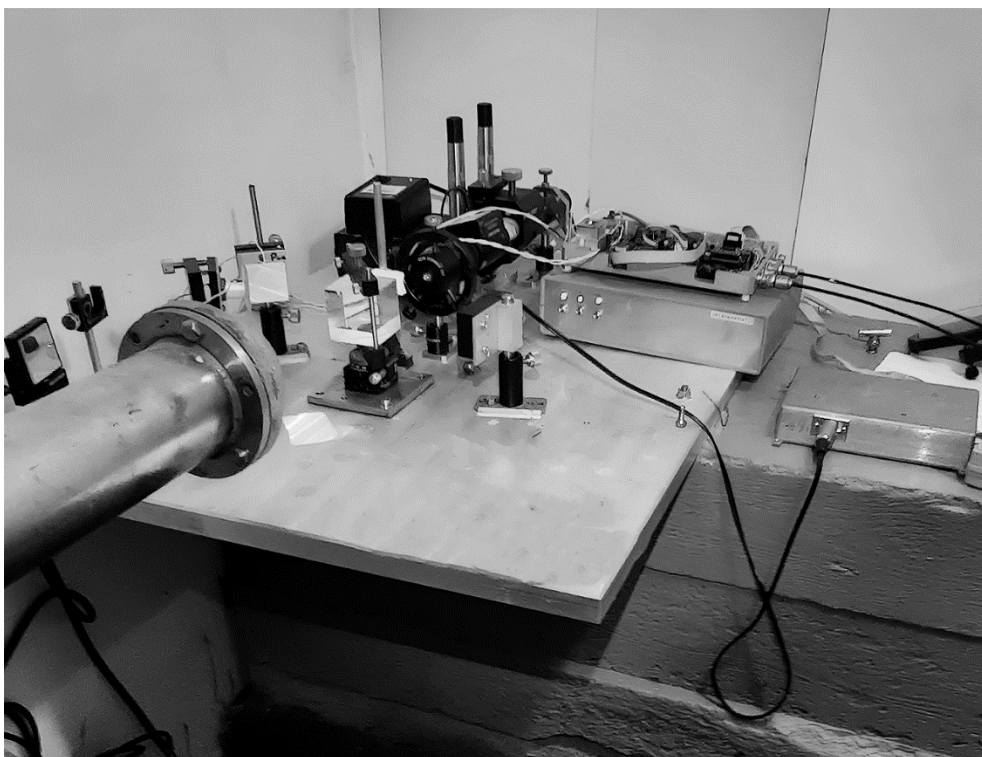
интерференционные методы, в основе которых лежит равноплечий интерферометр Майкельсона с длиной измерительного (и «эталонного») плеча 20 см. В качестве источника излучения используется частотно-стабилизированный гелий-неоновый лазер фирмы *Melles Griot*, обеспечивающий стабильность частоты в девятом знаке. Общий вид лазерного нанобарографа приведен на рис. 3. Его основные технические характеристики: рабочий диапазон частот от 0 (условно) до 1000 Гц, точность измерения вариаций атмосферного давления 1 мПа.



Р и с. 4. Центральный интерференционный узел 52,5-метрового лазерного деформографа
F i g. 4. Central interference node of the 52.5 m laser strainmeter

Динамический диапазон всех интерферометров значительно расширяется за счет применения системы сброса уровней и системы обратных связей, управляющих работой интерферометров. Основу двухкоординатного лазерного деформографа, описанного в работе [12], составляют 52,5-метровый и 17,5-метровый лазерные деформографы. Оптические элементы каждого из них смонтированы на двух гранитных устоях, закрепленных на земных породах. Один устой 52,5-метрового лазерного деформографа закреплен на естественной гранитной скале, другой стоит на суглинке большой плотности. Высота первого устоя ~ 1 м, второго ~ 3 м. Все устои имеют конусообразную форму с расширением книзу. Оба устоя 17,5-метрового лазерного деформографа высотой $\sim 1,5$ м смонтированы на суглинке. На рис. 4 приведена фотография интерференционного узла 52,5-метрового лазерного деформографа.

На рис. 5 показан интерференционный узел 17,5-метрового лазерного деформографа. Основные технические характеристики лазерных деформографов: рабочий диапазон частот от 0 (условно) до 100 Гц, точность измерения смещений земной коры 0,01 нм.



Р и с. 5. Центральный интерференционный узел 17,5-метрового лазерного деформографа
Fig. 5. Central interference node of the 17.5 m laser strainmeter

Стационарный газоанализатор $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ закрытого типа LI-7200 RS. В 2023 г. на МЭС «м. Шульца» установлена станция *Eddy Covariance* на основе газоанализатора $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ закрытого типа LI-7200RS, модель LI-7200RSF, LI-COR, модуль воздушного потока 7200-102 (рис. 6, а). Станция оснащена системой обработки данных *SmartFlux 2* для систем *Eddy Covariance* в режиме реального времени. Частота измерений газоанализатора 5–20 Гц. Диапазон измерений по CO_2 составляет 0–3000 ppm. Чувствительность измерений по CO_2 (моль H_2O /моль CO_2) $\pm 0,02$. Станция оборудована высокоточным цифровым 3-осевым (3D) ультразвуковым анемометром *Gill Windmaster 3D* для измерения турбулентных потоков, его основные характеристики: частота дискретизации 20 Гц, диапазон измеряемых скоростей ветра 0–45 м/с, разрешение 0,01 м/с, погрешность (RMS) 1,5% при 12 м/с, рабочий диапазон направлений ветра 0–359°, разрешение 0,1°, погрешность 2° при 12 м/с, материал исполнения корпуса – алюминий/углеволокно. Оборудование от производителя LI-COR, газоанализатор $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ закрытого типа LI-7200RS специально разработан для проведения высокоскоростных и высокоточных измерений концентраций CO_2 и паров воды в атмосфере (рис. 6, b). Он сочетает преимущества газоанализаторов закрытого типа (высокую точность измерений, производительность, компактность и устойчивость к самым неблагоприятным условиям) с низким энергопотреблением газоанализаторов открытого типа.

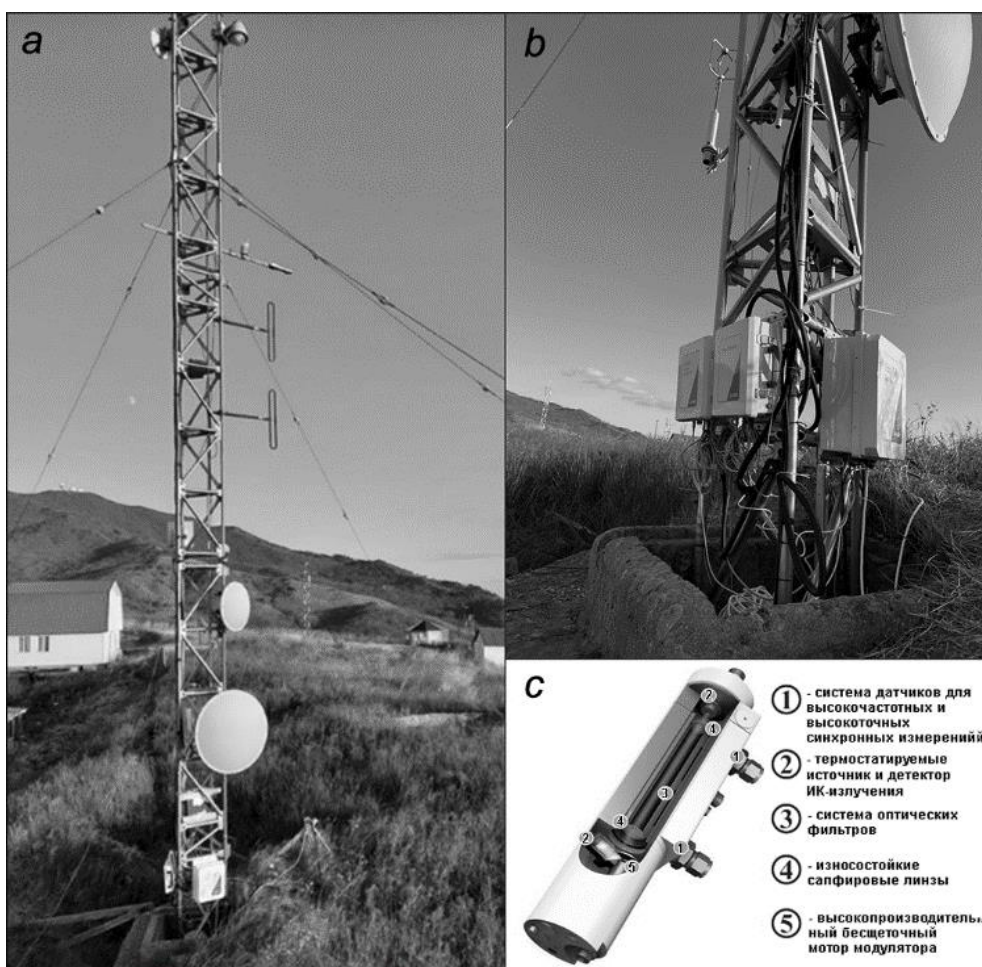


Рис. 6. Станция *Eddy Covariance* в комплексе с метеодатчиками на МЭС «м. Шульц» (а), газоанализатор $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ закрытого типа *LI-7200 RS* (b) и схема его строения (c)

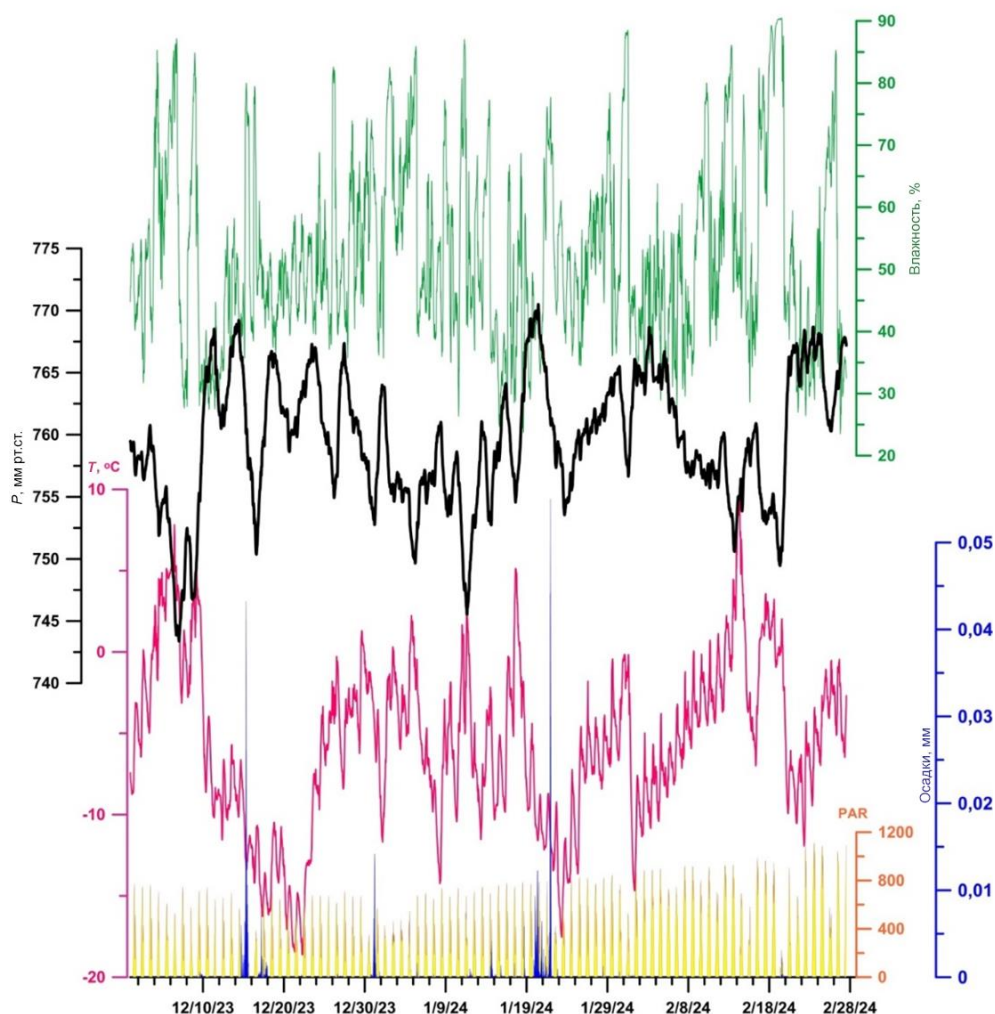
Fig. 6. *Eddy Covariance* station in combination with weather sensors at MES “С. Schultz” (a), closed-type $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ gas analyzer *LI-7200 RS* (b) and its structure diagram (c)

Газоанализатор *LI-7200RS* использует достоинства недисперсионной инфракрасной спектроскопии для быстрого и надежного измерения плотности CO_2 и водяного пара в окружающей атмосфере. Твердотельный лазерный диод в основании датчика производит инфракрасное излучение, которое проходит через систему термически регулируемых оптических фильтров и ограниченное пространство воздушного образца и подается на термически регулируемый детектор из селенида свинца (рис. 6, c). Некоторое количество инфракрасных лучей поглощается CO_2 и парами воды в пространстве образца. Концентрации газов вычисляются по коэффициенту отношения поглощенного ИК-излучения к контрольному значению.

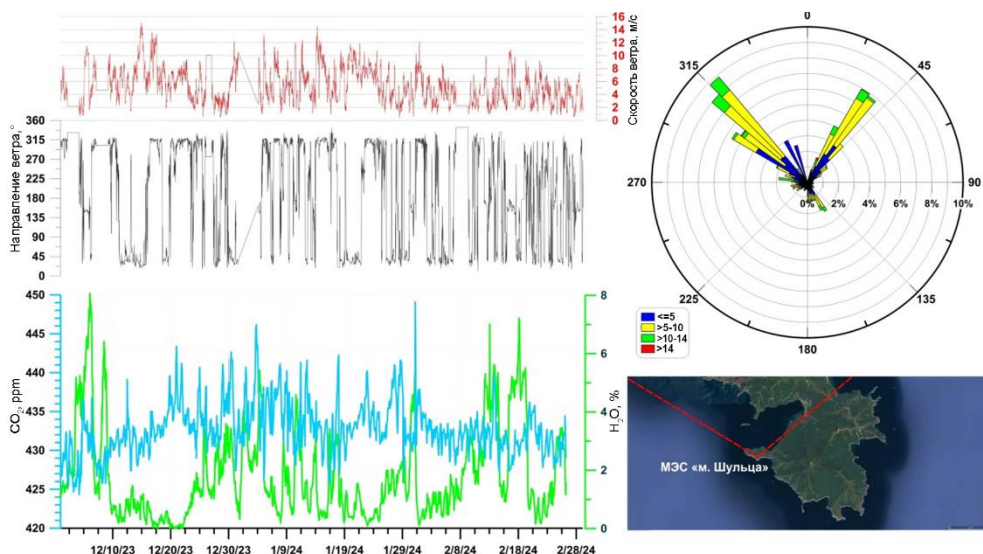
Полученные экспериментальные данные стационарного газоанализатора после предварительной обработки, фильтрации и децимации записываются в созданную базу экспериментальных данных с частотой дискретизации 2 Гц.

Результаты мониторинга концентрации парниковых газов

Результаты зимнего мониторинга содержания CO_2 и паров воды с 01.12.2023 г. по 29.02.2024 г., а также основные метеопараметры приземной атмосферы приведены на рис. 7 и 8. На рис. 7 представлены синхронные графики вариаций атмосферного давления, температуры воздуха, влажности воздуха, количества осадков и солнечной радиации. Данные мониторинга были совмещены с параметрами атмосферного переноса для оценки преобладающего направления движения атмосферного воздуха в районе станции мониторинга.



Р и с. 7. Результаты метеорологического мониторинга на МЭС «м. Шульца» за декабрь 2023 г. – февраль 2024 г. Желтым цветом показана фотосинтетически активная радиация, синим – количество осадков, красным – температура, черным – атмосферное давление, зеленым – влажность
Fig. 7. Results of meteorological monitoring at MES “C. Schultz” for December 2023 – February 2024. Yellow color shows photosynthetically active radiation, blue – precipitation amount, red – temperature, black – atmospheric pressure, and green – humidity



Р и с. 8. Результаты газеогехимического мониторинга на МЭС «м. Шульца» за декабрь 2023 г. – февраль 2024 г. Красным цветом показана скорость ветра, черным – направление ветра, синим – концентрация углекислого газа, зеленым – концентрация водяного пара

F i g. 8. Results of gas-geochemical monitoring at MES “C. Schultz” for December 2023 – February 2024. Red color shows wind speed, black – wind direction, blue – concentration of carbon dioxide, and green – concentration of water vapor

При анализе рис. 8 в целом можно сделать вывод, что зимой в южной части Приморского края основное направление ветрового переноса совпадает с генеральной циркуляцией атмосферы в данный период года. Преобладали северо-западные и северо-восточные ветры (черный график на рис. 8). Данные секторы в целом совпадают с континентальной частью Хасанского района, внутренними акваториями залива Посъета и бухты Витязь. Скорость ветра изменялась в диапазоне 0,5–15,1 м/с, в среднем она составляла 5 м/с (красный график на рис. 8). Преобладающие значения ветра лежали в диапазоне 5–10 м/с, максимальные были зафиксированы в декабре и январе, при этом в феврале картина совершенно другая – с возрастанием роли юго-восточных ветров и более умеренными значениями скорости ветра, как видно из розы ветров в правой части рис. 8.

Содержание CO_2 в зимний период изменялось в диапазоне 424,3–449,1 ppm, среднее содержание составило 430,8 ppm (синий график на рис. 8). Максимальные средние концентрации углекислого газа зафиксированы для января (434,3 ppm), минимальные – для февраля (429,2 ppm). Максимальные значения концентрации водяного пара в атмосфере фиксировали в начале декабря и во второй половине февраля (зеленый график на рис. 8). По данным морских исследований, проведенных в рамках проекта ВИП-ГЗ на НИС «Профессор Гагаринский» в период октябрь – декабрь 2022 г., для акватории залива

Петра Великого были получены меньшие значения концентраций углекислого газа в приводном слое атмосферы^{1, 2}:

- в среднем 424 ppm (рейс № 83, залив Петра Великого);
- в среднем 425 ppm (многосуточная стоянка возле МЭС «м. Шульца», ноябрь 2022 г.);
- в среднем 427 ppm (рейсы № 84, 85, декабрь 2022 г.).

Содержание паров воды в зимний период изменялось в пределах 0,1–8,1%, в среднем 2,2%, медиана 2,8%. Максимальные среднемесячные значения зафиксированы в феврале, минимальные – в декабре и январе. Стоит отметить, что пики обоих газовых компонентов часто совпадают, однако встречается и противоположная зависимость.

В целом подобный уровень концентраций CO₂ достаточно ярко иллюстрирует повышенный уровень его содержания в атмосфере в зимний период. Этот факт обусловлен как особенностями атмосферного переноса (в основном с континентальной части), так и практически полным замедлением процессов фотосинтеза и вегетации растений (сток углекислого газа затруднен) вследствие низких температур. Также начиная с декабря 2023 г. была обнаружена характерная внутрисуточная изменчивость концентраций углекислого газа с их повышением в дневное время и плавным уменьшением ночью (с минимумом в утренние часы) со средней амплитудой 1,3 ppm. По всей видимости, это может быть связано с местными особенностями циркуляции атмосферы и сменой направления преобладающего ветра в системе суша – море.

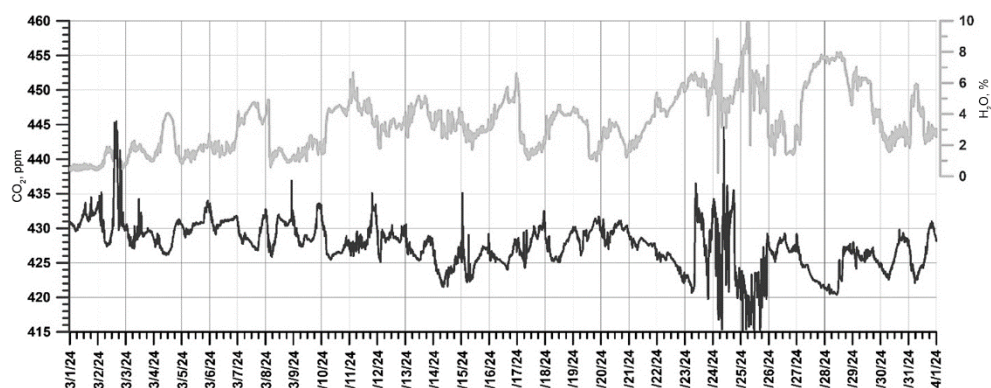


Рис. 9. Результаты газеогехимического мониторинга на МЭС «м. Шульца» за март 2024 г.

Fig. 9. Results of gas-geochemical monitoring at MES “C. Schultz” for March 2024

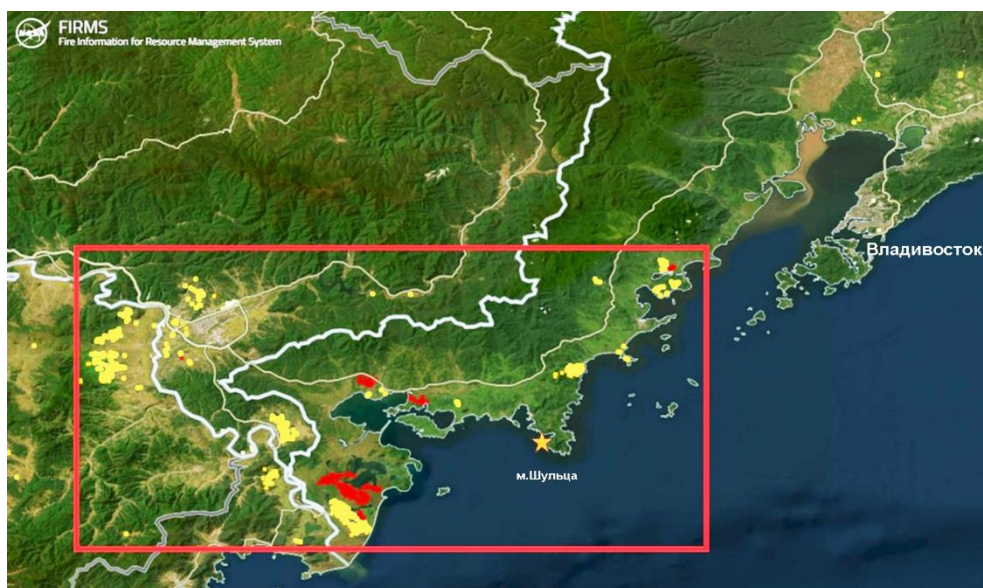
В марте 2024 г. были получены первые региональные данные по концентрациям CO₂ за весенний период (рис. 9). Содержание углекислого газа в марте

¹ Климатически активные газы в приводном слое атмосферы залива Петра Великого (Японское море), измеренные за период с 21 октября по 30 ноября 2022 года : база данных / А. В. Яцук, М. А. Бовсун ; ТОИ ДВО РАН. Электрон. дан. 2023. № гос. регистрации 2023620699.

² Атмохимические параметры приводного слоя атмосферы акваторий Амурского и Уссурийского заливов (Японское море), измеренные на НИС «Профессор Гагаринский» в рейсах № 84, 85 (01-31.12.2022) : база данных / А. В. Яцук, М. А. Бовсун ; ТОИ ДВО РАН. Электрон. дан. 2023. № гос. регистрации № 2023623106.

изменялось в диапазоне 388,9–445,5 ppm, в среднем 427,5 ppm, медиана 427,8 ppm. Содержание паров воды изменялось в пределах 0,2–10,6%, в среднем 3,5%, медиана 3,3%. В целом наблюдаются сходные внутрисуточные зависимости и для данного сезона года.

Весенний период характеризуется переходом к теплomu сезону года с положительными дневными и часто отрицательными ночными температурами. Кроме того, немаловажным фактом, влияющим на уровень концентраций, является достаточно сухая и малоснежная зима, что в комплексе с постоянным потоком солнечной радиации и прогревом почвенного слоя вызывает частое возникновения пожароопасных периодов с развитием лесных пожаров и травяных палов в Приморском крае. Крайне пожароопасным был март 2024 г., особенно для южной части Хасанского района (рис. 10).



Р и с. 10. Районы распространения температурных аномалий (очаги возгорания) в марте 2024 г. по данным системы *NASA FIRMS* (*Fire Information for Resource Management System*) с сайта <https://firms.modaps.eosdis.nasa.gov>. Красные зоны – краткосрочные возгорания, светло-желтые – очаги горения свыше 5 сут

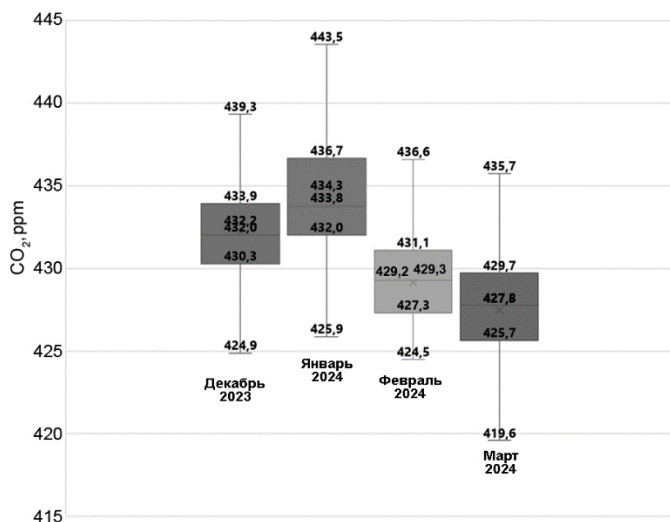
Fig. 10. Areas of distribution of temperature anomalies (fire sources) in March 2024 based on the *NASA FIRMS* (*Fire Information for Resource Management System*) data (site <https://firms.modaps.eosdis.nasa.gov>). Red zones are the short-term fires, light yellow ones – hotbeds of burning for more than 5 days

Основные (пиковые) промежутки возгораний пришлось на 1–4 марта и 23–26 марта 2024 г., что достаточно хорошо отражается на пикообразных аномалиях углекислого газа в приземной атмосфере (см. рис. 8).

Общие характеристики распределения парниковых газов в течение четырех месяцев приведены на рис. 11 и 12.

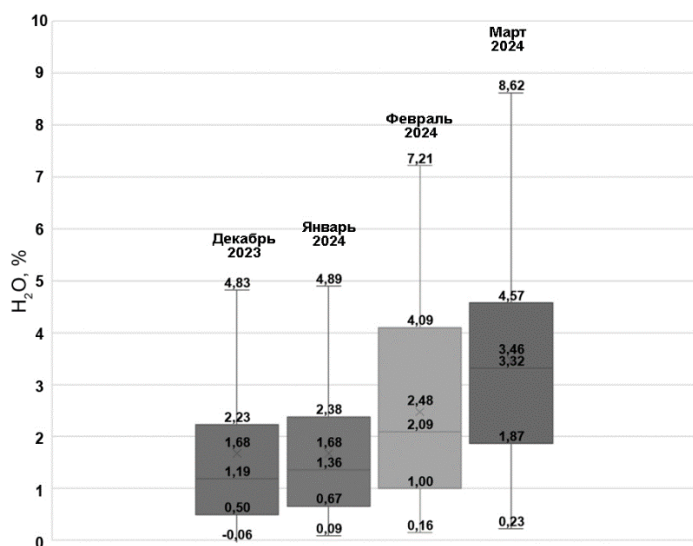
В целом статистическая оценка позволяет говорить о тренде снижения концентраций углекислого газа к марту 2024 г. и его максимума в середине зимнего сезона (январь 2024 г.). Обнаружена тесная связь с температурным режимом и проявлением суточной изменчивости солнечной активности, данный факт также может

быть связан и со сменой направления ветра в течение промежутка день/ночь. Указанная закономерность может нарушаться вследствие неблагоприятных погодных явлений, циклонической деятельности и дополнительных источников эмиссии, таких, к примеру, как лесные пожары и травяные палы. Дополнительное моделирование атмосферного переноса поможет выделить потенциальные районы – источники эмиссии углекислого газа в атмосферу.



Р и с. 11. Параметры статистической оценки для концентраций углекислого газа. Границами бокс-плота служат первый и третий квартили (25-й и 75-й процентиля соответственно), линия в середине ящика – медиана (50-й процентиль). Концы «усов» – минимальное и максимальное наблюдаемые значения данных; превышающие эти значения относятся к категории выбросов

F i g. 11. Statistical estimation parameters for carbon dioxide concentrations. The boundaries of the box plot are the first and the third quartiles (25th and 75th percentiles, respectively), line in the middle of the box is the median (50th percentile). The ends of “whiskers” are the minimum and maximum observed data values; the ones exceeding these values belong to the emission category



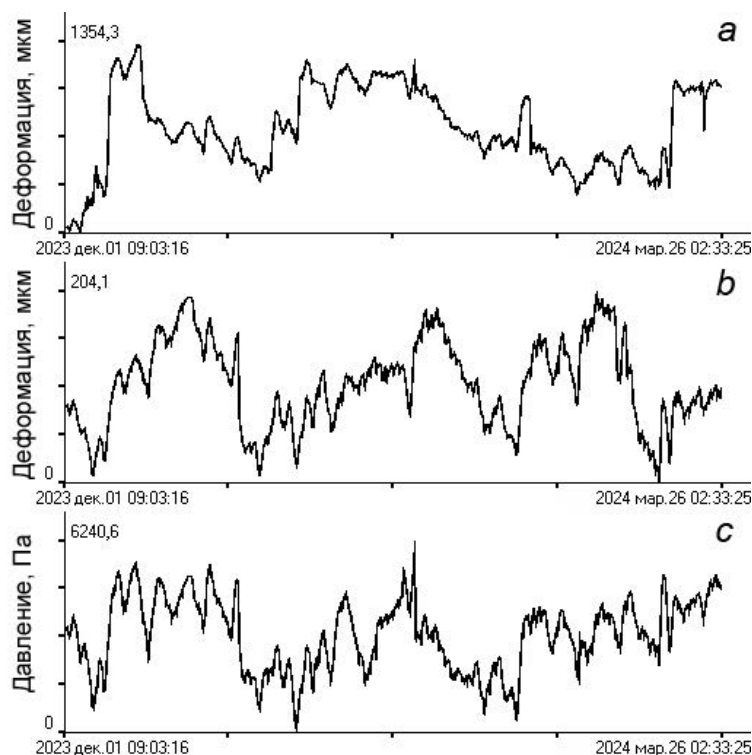
Р и с. 12. Параметры статистической оценки для концентраций паров воды

F i g. 12. Statistical estimation parameters for water vapor concentrations

Таким образом, в результате проведенных исследований уточнен газогеохимический фон углекислого газа в атмосферном воздухе в зимний период (430,8 ppm) и на начало весеннего сезона 2024 г. (427,8 ppm) в районе МЭС «м. Шульца». Собраны основные климатические параметры атмосферы и выделены основные тренды изменения.

Результаты деформационного мониторинга

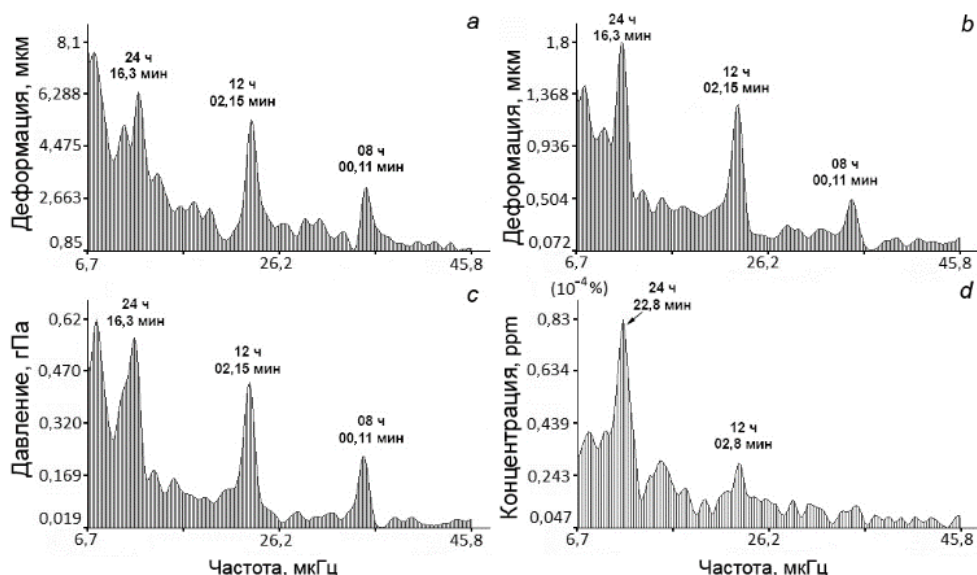
На рис. 13 приведены результаты деформационного мониторинга за указанный промежуток времени.



Р и с. 13. Результаты деформационного мониторинга с 1 декабря 2023 г. по 26 марта 2024 г.: записи 52,5-метрового лазерного деформографа (а), 17,5-метрового лазерного деформографа (b) и лазерного нанобарографа (с)

F i g. 13. Results of deformation monitoring from December 1, 2023 to March 26, 2024: records of 52.5 m (a) and 17.5 m laser (b) strainmeters, and laser nanobarograph (c)

Данные деформационного и газового мониторинга за 1–25 декабря 2023 г. были подвергнуты спектральной обработке периодограммным методом с числом осреднений 3. Результаты обработки данных, приведенных на рис. 8 и 13, отображены на рис. 14.



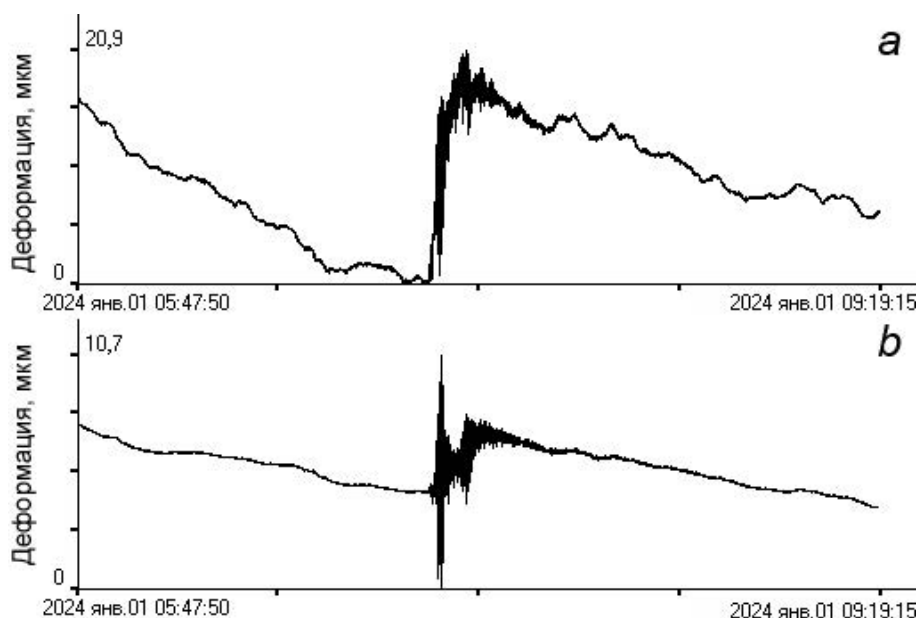
Р и с. 14. Спектры, полученные при обработке данных за декабрь 2023 г. 52,5-метровым лазерным деформографом (а), 17,5-метровым лазерным деформографом (b), лазерным нанобарографом (c) и газоанализатором CO₂ (d)

F i g. 14. Spectra obtained by processing the data from 52.5 m (a) and 17.5 m (b) laser strainmeters, laser nanobarograph (c), and CO₂ gas analyzer (d) for December 2023

Как видно, на всех приведенных спектрах выделяются максимумы, соответствующие суточному и полусуточному приливам. В спектрах записей лазерных деформографов и лазерного нанобарографа выделяется мощный пик с периодом ~ 8 ч.

При анализе синхронных записей лазерно-интерференционных установок и газоанализатора отметим присутствие в спектрах приливных гармоник (деформации земной коры, вариации атмосферного давления и концентрации углекислого газа). Корреляция на данных частотах, возможно, вызвана воздействием приливов на осадочные породы морского дна, включающие повышенное содержание газов.

Самым достопримечательным (пока) результатом полученной записи является регистрация лазерными деформографами цунамигенного землетрясения, произошедшего в Японском море, в результате которого на побережье Приморского края пришла волна цунами высотой до 0,3 м. На рис. 15 приведены записи 52,5-метрового и 17,5-метрового лазерных деформографов, которые зарегистрировали землетрясение и деформационные аномалии (скачки деформации), вызванные подвижками морского дна в эпицентре. Землетрясение произошло на северо-восточной оконечности п-ова Ното (Япония) 1 января 2024 г. в 07:10:09 UTC с магнитудой 7,6. По уровню данной деформационной аномалии можно рассчитать смещение морского дна, которое привело к образованию цунами. В соответствии с работой [13], расчетное смещение морского дна по записи 52,5-метрового лазерного деформографа составило 5,4 м в эпицентре землетрясения.



Р и с. 15. Цунамигенное землетрясение и деформационная аномалия на записях 52,5-метрового и 17,5 метрового лазерных деформографов

F i g. 15. Tsunamigenic earthquake and deformation anomaly on the records of 52.5 m and 17.5 m laser strainmeters

На записях газоанализатора подобных сигналов, связанных с катастрофическими землетрясениями в регионе, не наблюдалось.

Заклучение

В результате выполненных измерений вариаций углекислого газа в зимний период 2023–2024 гг. установлено, что повышенный уровень CO_2 связан с направлением ветра, который дует с континента. Этот факт обусловлен как особенностями атмосферного переноса, так и практически полным замедлением процессов фотосинтеза и вегетации растений вследствие низких температур. В летний период направление ветра меняется практически на противоположное. Суточные вариации концентрации CO_2 связаны исключительно с суточными вариациями температуры.

В результате деформационного мониторинга зарегистрировано цунамигенное землетрясение, вызвавшее цунами в Японском море. По величине деформационной аномалии, зарегистрированной лазерным деформографом, удалось определить смещение морского дна в очаге землетрясения, которое привело к образованию цунами. По данным измерений, оно составляло $\sim 5,4$ м. Эти аномальные деформационные процессы ожидаемо не были проявлены в вариациях паров воды и углекислого газа на м. Шульца.

При спектральной обработке данных лазерных деформографов, лазерного нанобарографа и газоанализатора обнаружены мощные спектральные составляющие на приливных гармониках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bowman D. C., Lees J. M. Upper Atmosphere Heating from Ocean-Generated Acoustic Wave Energy // *Geophysical Research Letters*. 2018. Vol. 45, iss. 10. P. 5144–5150. <https://doi.org/10.1029/2018GL077737>
2. Gerstoft P., Fehler M. C., Sabra K. G. When Katrina hit California // *Geophysical Research Letters*. 2006. Vol. 33, iss. 17. L17308. <https://doi.org/10.1029/2006GL027270>
3. Astiz L., Creager K. Geographic and seasonal variations of microseismic noise // *EOS Transactions of American Geophysical Union*. 1994. Vol. 75. 419.
4. Bromirski P., Flick R. E., Graham N. Ocean wave height determined from inland seismometer data: Implications for investigating wave climate changes in the NE Pacific // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1999. Vol. 104, iss. C9. P. 20753–20766. <https://doi.org/10.1029/1999JC900156>
5. Grevemeyer I., Herber R., Essen H.-H. Microseismological evidence for a changing wave climate in the northeast Atlantic Ocean // *Nature*. 2000. Vol. 408, iss. 6810. P. 349–352. <https://doi.org/10.1038/35042558>
6. Aster R. C., McNamara D. E., Bromirski P. D. Multidecadal Climate-induced Variability in Microseisms // *Seismological Research Letters*. 2008. Vol. 79, iss. 2. P. 194–202. <https://doi.org/10.1785/gssrl.79.2.194>
7. Оценка опасных геологических процессов в заливе Петра Великого (Японское море) по данным мониторинга геологической среды / А. Е. Рыбалко [и др.] // *Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации : материалы докладов Четырнадцатой Общероссийской научно-практической конференции и выставки изыскательских организаций*. 2018. Москва : ООО «Геомаркетинг», 2018. С. 592–597. EDN VWPZYC.
8. Распределение метана на акватории залива Петра Великого / А. К. Окулов [и др.] // *Подводные исследования и робототехника*. 2017. № 1. С. 68–73. EDN ZBHKSD.
9. Impact of tides and sea-level on deep-sea Arctic methane emissions / N. Sultan [et al.] // *Nature Communications*. 2020. Vol. 11, iss. 1. 5087. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-18899-3>
10. Hard- and Software Controlled Complex for Gas-Strain Monitoring of Transition Zones / G. Dolgikh [et al.] // *Sensors*. 2024. Vol. 24, iss. 8. 2602. <https://doi.org/10.3390/s24082602>
11. A laser nanobarograph and its application to the study of pressure-strain coupling / G. I. Dolgikh [et al.] // *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*. 2004. Vol. 40, no. 8. P. 683–691. EDN LIQVZD.
12. A Two-Coordinate Laser Strainmeter / G. I. Dolgikh [et al.] // *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*. 1998. Vol. 34, iss. 11. P. 946–950. EDN HTYDEN.
13. Dolgikh G., Dolgikh S. Deformation Anomalies Accompanying Tsunami Origination // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2021. Vol. 9, iss. 10. 1144. <https://doi.org/10.3390/jmse9101144>

Об авторах:

Бовсун Мария Александровна, младший научный сотрудник, лаборатория газогеохимии, ФГБУН ТОИ ДВО РАН (690041, Российская Федерация, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), **Scopus Author ID: 57218099245**, **SPIN-код: 8096-2130**, bovsun.ma@poi.dvo.ru

Долгих Григорий Иванович, директор института, доктор физико-математических наук, академик РАН, ФГБУН ТОИ ДВО РАН (690041, Российская Федерация, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), **ORCID ID: 0000-0002-2806-3834**, **Scopus Author ID: 7003888822**, **SPIN-код: 5241-3375**, dolgikh@poi.dvo.ru

Долгих Станислав Григорьевич, зав. лабораторией нелинейной гидрофизики и природных катастроф, ФГБУН ТОИ ДВО РАН (690041, Российская Федерация, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), доктор технических наук, **ORCID ID: 0000-0001-9828-5929**, **Scopus Author ID: 6604069353**, **SPIN-код: 1836-2541**, sdolgikh@poi.dvo.ru

Овчаренко Владимир Владимирович, старший научный сотрудник, лаборатория физики геосфер, ФГБУН ТОИ ДВО РАН (690041, Российская Федерация, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0001-7784-2140**, **Scopus Author ID: 7101867413**, **SPIN-код: 4558-5048**, ovcharenko@poi.dvo.ru

Степochкин Игорь Евгеньевич, научный сотрудник, лаборатория комплексных исследований окружающей среды и минеральных ресурсов, ФГБУН ТОИ ДВО РАН (690041, Российская Федерация, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), **ORCID ID: 0000-0001-5006-7754**, **Scopus Author ID: 36816707300**, **SPIN-код: 4975-7825**, stepochkin.ie@poi.dvo.ru

Чупин Владимир Александрович, зав. лабораторией физики геосфер, ФГБУН ТОИ ДВО РАН (690041, Российская Федерация, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0001-5103-8138**, **Scopus Author ID: 7004931608**, **SPIN-код: 3093-7705**, chupin@poi.dvo.ru

Яцук Андрей Вадимович, ведущий научный сотрудник, лаборатория газогеохимии, ФГБУН ТОИ ДВО РАН (690041, Российская Федерация, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), кандидат геолого-минералогических наук, **ORCID ID: 0000-0003-3975-5438**, **Scopus Author ID: 55189937800**, **SPIN-код: 5704-5884**, yatsuk@poi.dvo.ru

Алексеева Н. К., Никулина А. Л., Блошкина Е. В., Швед Я. В., Рыжов И. В., Новихин А. Е., Махотин М. С. Биогеохимические характеристики поверхностного слоя и потоки CO ₂ в системе океан – атмосфера в заливах Западного Шпицбергена	6 ... 878
Андрулионис Н. Ю., Завьялов И. Б., Рождественский С. А. Основной ионный состав вод Керченского пролива и прилегающих акваторий	1 ... 87
Андрулионис Н. Ю., Подымов О. И. Ошибки при расчете плотности по данным CTD-зонда в субкислородном слое Черного моря	3 ... 371
Артамонов Ю. В., Скрипалева Е. А., Никольский Н. В. Климатическая структура и внутригодовая изменчивость температурных фронтов на поверхности океана в районе Патагонского шельфа	4 ... 514
Башарин Д. В., Шокурова И. Г. Продолжительные ветры над Черным морем и события атмосферного блокирования	5 ... 635
Белокопытов В. Н., Жук Е. В. Климатическая изменчивость термохалинных характеристик Черного моря (1950–2023 годы)	6 ... 838
Бовсун М. А., Долгих Г. И., Долгих С. Г., Овчаренко В. В., Степочкин И. Е., Чупин В. А., Яцук А. В. Результаты мониторинга концентраций парниковых газов и вариаций деформаций земной коры на мысе Шульца в зимний период 2023–2024 годов	6 ... 918
Горячкин Ю. Н., Лазоренко Д. И., Фомин В. В. Динамика аккумулятивного берега в условиях воздействия поперечного гидротехнического сооружения	4 ... 534
Грязин Д. Г., Глеб К. А. Перспективный генератор электрической энергии для автономных морских станций	4 ... 588
Демышев С. Г. Конечно-разностная аппроксимация уравнения потенциальной завихренности для стратифицированной несжимаемой жидкости и пример его использования при расчете циркуляции Черного моря. Часть I. Дифференциально-разностное уравнение потенциальной завихренности идеальной жидкости	2 ... 165
Демышев С. Г. Конечно-разностная аппроксимация уравнения потенциальной завихренности для стратифицированной несжимаемой жидкости и пример его использования при расчете циркуляции Черного моря. Часть II. Дискретное уравнение потенциальной завихренности в квазистатистическом приближении и пример его использования для расчета циркуляции Черного моря 2011 года	3 ... 353
Дивинский Б. В. Численное исследование гидродинамического режима вод Таганрогского залива Азовского моря	5 ... 738
Дорофеев В. Л., Сухих Л. И. Распределение и вертикальные потоки взвешенного органического вещества в Черном море по результатам численного моделирования	6 ... 905
Дулов В. А., Юровская М. В., Фомин В. В., Шокуров М. В., Юровский Ю. Ю., Барабанов В. С., Гармашов А. В. Экстремальный черноморский шторм в ноябре 2023 года	2 ... 325
Дымова О. А. Оценки бюджета доступной потенциальной энергии в Черном море при различных схемах расчета адвективного переноса тепла и соли	5 ... 723
Ефимов В. В., Яровая Д. А. Численное моделирование реакции Черного моря на вторжение anomalно холодного воздуха 23–25 января 2010 года	1 ... 130
Жук Е. В., Маркова Н. В. Геоинформационная система для анализа скоростей дрейфа буев-профилемеров <i>Argo</i> на примере Черного моря	4 ... 611
Запевалов А. С., Гармашов А. В. Соотношение глубины впадины и высоты гребня поверхностных волн в прибрежной зоне Черного моря	1 ... 78

Захарчук Е. А., Сухачев В. Н., Тихонова Н. А. Волновая природа и модуляция годовых колебаний уровня Балтийского моря.....	2 ... 231
Зацепин А. Г., Елкин Д. Н. Влияние подводного хребта на перемещение антициклонических вихрей над наклонным дном под действием топографического бета-эффекта: лабораторный эксперимент	2 ... 298
Капустина М. В., Зимин А. В. Влияние апвеллинга на распределение хлорофилла <i>a</i> в прибрежной зоне Юго-Восточной Балтики в летний период 2000–2019 годов	2 ... 255
Ковалев Д. П., Манилюк Ю. В., Ковалев П. Д. Колебания уровня моря в смежных бухтах Торгового порта и Холмск-Северный (остров Сахалин)	3 ... 450
Кондратьев С. И., Масевич А. В. Вертикальное распределение кислорода и сероводорода в глубоководной части Черного моря по экспедиционным данным 2017–2019 годов.....	2 ... 284
Коник А. А., Атаджанова О. А. Изменчивость десятилетних горизонтальных термомохаинных градиентов на поверхности Баренцева моря в летние сезоны 1993–2022 годов.....	1 ... 57
Королёв Ю. П. Экспресс-метод оперативного прогноза цунами: возможность применения на Тихоокеанском побережье России	5 ... 782
Корчемкина Е. Н., Маньковская Е. В. Спектральный коэффициент яркости, цветовые характеристики и относительная прозрачность вод Черного моря весной 2019 и 2021 годов: сравнительная изменчивость и эмпирические связи.....	1 ... 5
Кременчуцкий Д. А. Временная изменчивость отношения концентраций бериллия-7 в дождевых осадках и в атмосфере в Севастопольском регионе	2 ... 271
Лаврентьева А. И., Леонов И. И., Соколичина Н. Н. Повторяемость метеорологических факторов обледенения судов в Баренцевом море и гололедно-изморозевых отложений на его побережье в условиях изменяющегося климата.....	5 ... 651
Ли М. Е., Шибанов Е. Б. Новый способ определения спектрального поглощения света в море	2 ... 198
Мазова Р. Х., Мартыненко А. А., Куркин А. А. Сравнительное численное моделирование волн цунами при землетрясении 1 января 2024 года на полуострове Ното, Япония.....	5 ... 706
Малиновский В. В., Кориненко А. Е. Исследование формы обрушений ветровых волн по видеозаписям морской поверхности	4 ... 576
Медведев И. П. Дисперсия короткопериодных колебаний уровня Черного моря: сезонные и межгодовые изменения	1 ... 65
Мизюк А. И., Коротаев Г. К. Особенности водообмена между бассейнами Черного и Мраморного морей по результатам численного моделирования с упрощенным представлением пролива.....	5 ... 752
Мукосеев И. Н., Орехова Н. А. Взвешенное вещество глубоководной части Черного моря.....	6 ... 891
Мыслина М. А., Вареник А. В., Тарасевич Д. В. Динамика концентрации биогенных элементов в водах реки Черной (Крымский полуостров) в 2015–2020 годах	3 ... 438
Новотрясов В. В. Возбуждение внутренних волн в неглубоком морском бассейне с открытым входом в условиях параметрического резонанса	5 ... 690
Павлушин А. А. Потоки энергии между средними течениями и мезомасштабными вихрями в восточной и западной частях Черного моря	1 ... 108
Папкова А. С., Шибанов Е. Б., Калинская Д. В. Влияние пылевого аэрозоля на спутниковые данные различных сканеров цвета	5 ... 766
Плотников Е. В., Козлов И. Е., Жук Е. В., Марченко А. В. Применение спутниковых радиолокационных измерений <i>Sentinel-1A/B</i> для оценки дрейфа морского льда в прикомочной зоне Арктики	2 ... 312

Ростов И. Д., Дмитриева Е. В. Межгодовые изменения солёности верхнего 1000-метрового слоя внетропической зоны северо-западной части Тихого океана в условиях интенсификации глобального гидрологического цикла	2 ... 215
Ростов И. Д., Дмитриева Е. В. Тенденции межгодовой изменчивости поля солёности верхнего 1000-метрового слоя северо-восточной части Тихого океана в условиях современного глобального потепления	3 ... 386
Сергеев Д. А., Троицкая Ю. И., Ермакова О. С., Орехова Н. А. Исследование связи между парциальным давлением углекислого газа и температурой морской поверхности в циклических сезонных вариациях в черноморском регионе	6 ... 805
Сизов А. А., Баянкина Т. М., Посошков В. Л., Юровский А. В. Междесятилетняя изменчивость крупномасштабной атмосферной циркуляции Атлантико-Европейского сектора, обуславливающая аномалии поверхностной температуры Чёрного, Баренцева и Норвежского морей	1 ... 21
Слепышев А. А., Анкудинов Н. О. Генерация вертикальной тонкой структуры внутренними волнами на сдвиговом течении	2 ... 180
Смирнов А. В., Иванов В. В., Соколов А. А. Сравнительный анализ процессов теплопереноса, рассчитанных по инструментальным измерениям и по продуктам океанского реанализа, в проливе Фрама	3 ... 402
Соловьёва О. В., Тихонова Е. А., Гуров К. И. Распределение и состав углеводов в донных отложениях Камышовых бухт (Чёрное море)	5 ... 669
Сорокина В. В., Кулыгин В. В. Пространственно-временная динамика pH и общей щёлочности вод Азовского моря в 1950–2020 годах	6 ... 821
Фомин В. В., Иванча Е. В., Полозок А. А. Взмучивание донных осадков в мелководной лагуне течениями и волнами по данным численного моделирования (на примере залива Сиваш, Азовское море)	3 ... 469
Чурилова Т. Я., Ефимова Т. В., Моисеева Н. А., Скороход Е. Ю., Калмыкова Д. В., Суторихин И. А., Кириллов В. В. Сравнительная оценка биооптических показателей вод в акваториях с различным трофическим статусом	4 ... 556
Чурилова Т. Я., Суслин В. В., Кривенко О. В. «Цветение» кокколитофорид в Чёрном море по данным дистанционного зондирования в 1998–2023 годах: интенсивность и частота	6 ... 853
Чикин А. Л., Чикина Л. Г. Математическая модель процесса затопления дельты Дона при экстремальных нагонах	1 ... 146
Шатилина Т. А., Мороз В. В., Цициашвили Г. Ш., Радченкова Т. В. Формирование крупных аномалий термического состояния вод на западном и восточном шельфах острова Сахалин	1 ... 37
Шевченко Г. В., Ложкин Д. М. Пространственно-временная изменчивость потока скрытого тепла в северо-западной части Тихого океана по данным реанализа ERA5	3 ... 426
Шокуров М. В., Краевская Н. Ю. Бризовая циркуляция: теория и двумерное моделирование (обзор)	4 ... 493

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»: mfjz.ru

Physical Oceanography (англоязычная версия): <http://www.physical-oceanography.ru>

E-mail: journal@mhi-ras.ru

Редакторы: Л. Г. Анисимова, Н. Б. Мороз

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 02.12.2024 г. Дата выхода в свет 31.12.2024 г. Формат 70 × 108¹/₁₆.

Цифровая печать. Усл. печ. л. 6,4. Усл. кр.-отт. 7,0. Уч.-изд. л. 6,85.

Бумага офсетная. Тираж 100 экз. Цена свободная.

Отпечатано в типографии ИП Копыльцов Павел Иванович. ИНН 366411965235
394052, Российская Федерация, г. Воронеж, ул. Маршала Неделина, дом 27, кв. 56