РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Коновалов Сергей Карпович – главный редактор, директор ФГБУН ФИЦ МГИ, член-корреспондент РАН, д. г. н., ORCID ID: 0000-0002-5200-8448, secretary@mhi-ras.ru (Севастополь, Россия)

Белокопытов Владимир Николаевич – заместитель главного редактора, заведующий отделом ФГБУН ФИЦ МГИ, д. г. н., ORCID ID: 0000-0003-4699-9588 (Севастополь, Россия)

Кубряков Александр Иванович – заместитель главного редактора, главный научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., ORCID ID: 0000-0003-1899-9230 (Севастополь, Россия)

Букатов Антон Алексеевич – ответственный секретарь, ведущий научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, к. ф.-м. н., ORCID ID: 0000-0002-1165-8428, journal@mhi-ras.ru (Севастополь, Россия)

Артамонов Юрий Владимирович – ведущий научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, д. г. н., ResearcherID: AAC-6651-2020 (Севастополь, Россия)

Бердников Сергей Владимирович – директор ЮНЦ РАН, д. г. н., ORCID ID: 0000-0002-3095-5532 (Ростов-на-Дону, Россия)

Бондур Валерий Григорьевич – научный руководитель НИИ «АЭРОКОСМОС», академик РАН, д. т. н., проф., ORCID ID: 0000-0002-2049-6176 (Москва, Россия) Васечкина Елена Федоровна – зам. директора по научно-методической и образовательной работе

ФГБУН ФИЦ МГИ, д. г. н., ORCID ID: 0000-0001-7007-9496 (Севастополь, Россия)

Гертман Исаак – глава департамента Израильского океанографического и лимнологического исследовательского центра, руководитель Израильского морского центра данных, к. г. н., ORCID ID: 0000-0002-6953-6722 (Хайфа, Израиль)

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. Нодиа Тбилисского госуниверситета им. Ив. Джавахишвили, д. ф.-м. н., ORCID ID: 0000-0002-4789-4852 (Тбилиси, Грузия)

Добролюбов Сергей Анатольевич – декан географического факультета МГУ, академик РАН, д. г. н., проф., ResearcherID: А-9688-2012 (Москва. Россия)

Долгих Григорий Иванович – велуший научный сотрудник. ТОИ ДВО РАН, д. ф.-м. н., академик РАН, проф., ORCID ID: 0000-0002-2806-3834 (Влаливосток. Россия)

Долгих Станислав Григорьевич – зав. лабораторией нелинейной гидрофизики и природных ката-

строф, ТОИ ДВО РАН, член-корреспондент РАН, д. т. н., ОКСІВ ІВ: 0000-0001-9828-5929 Дулов Владимир Александрович – зав. лабораторией ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., проф., ORCID ID: 0000-0002-0038-7255 (Севастополь, Россия)

Ефимов Владимир Васильевич – зав. отделом ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., проф., ResearcherID: P-2063-2017 (Севастополь, Россия)

Заболотских Елизавета Валериановна – ведущий научный сотрудник РГГМУ, д. ф.-м. н., Scopus Author ID: 6506482460 (Санкт-Петербург, Россия)

Залесный Владимир Борисович – ведущий научный сотрудник ИВМ РАН, д. ф.-м. н., проф., ORCID ID: 0000-0003-3829-3374 (Москва, Россия)

Зацепин Андрей Георгиевич – руководитель лаборатории ФГБУН ИО им. П. П. Ширшова РАН, главный научный сотрудник, д. ф.-м. н., ORCID ID: 0000-0002-5527-5234 (Москва, Россия) Зодиатис Джордж – старший научный сотрудник Лаборатории прибрежных и морских исследований

Института прикладной и вычислительной математики Фонда исследований и технологий – Эллада, Ph.D., ResearcherID: J-3032-2013 (Ираклион, Крит, Греция)

Ибраев Рашит Ахметзиевич – главный научный сотрудник ИВМ РАН, член-корреспондент РАН, д. ф.-м. н., ORCID ID: 0000-0002-9099-4541 (Москва, Россия)

Иващенко Игорь Кондратьевич – старший научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, к. э. н. (Севастополь, Россия)

Кныш Василий Васильевич – ведущий научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., проф., ResearcherID: B-3603-2018 (Севастополь, Россия)

Коротаев Геннадий Константинович – научный руководитель ФГБУН ФИЦ МГИ, член-корреспондент РАН, д. ф.-м. н., проф., ResearcherID: K-3408-2017 (Севастополь, Россия)

Кудрявцев Владимир Николаевич – исполнительный директор Лаборатории спутниковой океанографии РГГУ, д. ф.-м. н., проф., ResearcherID: G-1502-2014 (Санкт-Петербург, Россия)

Ли Михаил Ен Гон – зав. отделом ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., проф., ORCID ID: 0000-0002-2292-1877 (Севастополь, Россия)

Матишов Геннадий Григорьевич – зам. президента РАН, зам. академика-секретаря Отделения наук о Земле РАН – руководитель Секции океанологии, физики атмосферы и географии, научный руководитель ЮНЦ РАН, академик РАН, д. г. н., проф., ORCID ID: 0000-0003-4430-5220 (Ростов-на-Дону, Россия)

Римский-Корсаков Николай Андреевич – зам. директора по направлению Морская техника ФГБУН ИО им. П. П. Ширшова РАН, д. т. н., ResearcherID: К-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)

Grigory I. Dolgikh - Head Scientific Researcher of POI FEB of RAS, Dr.Sci. (Phys.-Math.), academician of RAS, prof., ORCID ID: 0000-0002-2806-3834 (Vladivostok, Russia)

Stanislav G. Dolgikh - Head of Laboratory of Nonlinear Hydrophysics and Natural Disasters, POI FEB of RAS, corresponding member of RAS, Dr.Sci. (Techn.), ORCID ID: 0000-0001-9828-5929 (Vladivostok, Russia)

Vladimir A. Dulov - Head of Laboratory of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof., ORCID ID: 0000-0002-0038-7255 (Sevastopol, Russia)

Vladimir V. Efimov - Head of Department of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof., ResearcherID: P-2063-2017 (Sevastopol, Russia)

Vladimir V. Fomin – Head of Department of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), ORCID ID: 0000-0002-9070-4460 (Sevastopol, Russia)

Isaac Gertman - Head of the Physical Oceanography Department of Israel Oceanographic & Limnological Research, Head of IOLR data center ISRAMAR, Ph.D. (Geogr.), ORCID ID: 0000-0002-6953-6722 (Haifa, Israel)

Dmitry G. Gryazin – Head of Department, Chief Metrologist of SRC of the "Concern CSRI Elektropribor" JSC, Dr.Sci. (Techn.), prof. of Mechatronics of ITMO University, Scopus Author ID: 25638150600 (Saint Petersburg, Russia) Rashit A. Ibraev - Chief Scientist Researcher of INM of RAS, corresponding member of RAS, Dr.Sci. (Phys.-Math.), ORCID ID: 0000-0002-9099-4541 (Moscow, Russia)

Igor K. Ivashchenko - Senior Scientist of FSBSI FRC MHI, Ph.D. (Econ.) (Sevastopol, Russia)

Vasiliv V. Knysh - Head Scientist Researcher of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof., Researcher-ID: B-3603-2018 (Sevastopol Russia)

Gennady K. Korotaev – Scientific Supervisor of FSBSI FRC MHI, corresponding member of RAS, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof., ResearcherID: K-3408-2017 (Sevastopol, Russia)

Vladimir N. Kudryavtsev – Executive Director of Satellite Oceanography Laboratory of RSHU, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof., ResearcherID: G-1502-2014 (Saint Petersburg)

Michael E. G. Lee – Head of Department of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof., ORCID ID: 0000-0002-2292-1877 (Sevastopol, Russia)

Gennady G. Matishov – Deputy President of RAS, Deputy academician-Secretary of the Department of Earth Sciences of Supervisor of RAS – Head of the Oceanology, Atmospheric Physics and Geography Section, Scientific Supervisor of SSC of RAS, academician of RAS, Dr.Sci. (Geogr.), prof., ORCID ID: 0000-0003-4430-5220 (Rostov-on-Don, Russia)

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

май – июнь, 2025

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА
Морозов А. Н. Вертикальное перемешивание в основном пикноклине Черного моря в летний сезон
Коротаев Г. К., Белокопытов В. Н., Дорофеев В. Л., Мизюк А. И., Пузина О. С., Холод А. Л. Тенденции ускорения климатических изменений термоха- линной структуры верхнего слоя Черного моря
Сапрыкина Я. В., Дивинский Б. В., Штремель М. Н., Ликутова О. А. Оценка промежутка стационарности поля ветрового волнения
Шокурова И. Г., Пластун Т. В., Симонова Ю. В., Касьяненко В. Ю. Индекс апвеллинга в прибрежной зоне Южного берега Крыма в Черном море
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ЭКСПЕДИЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
Гуров К. И., Котельянец Е. А., Гурова Ю. С. Накопление тяжелых металлов и распределение областей техногенных нагрузок в Балаклавской бухте: результаты многолетних исследований
МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МОРСКИХ СИСТЕМ
Ковалёва И.В. Параметризация зависимости интегральной биомассы фито- планктона от концентрации хлорофилла на поверхности Черного моря по данным экспедиционных исследований
Демышев С. Г. Схема Аракавы – Лэмба в приложении для стратифицирован- ной несжимаемой жидкости при отсутствии трения 346
Семин С. В., Кальницкий Л. Ю., Ушаков К. В., Ибраев Р. А. Модель пере- носа лагранжевых частиц в квазидвухфазной среде океан – лед в парал- лельной модели динамики океана
АВТОМАТИЗАЦИЯ НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ
Свергун Е. И., Зимин А. В., Мотыжев С. В., Лунев Е. Г., Толстошеев А. П.,



Том 41, № 3. 2025

Материалы журнала доступны на условиях лицензии Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0 International (СС ВУ-NС 4.0)

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

CONTENTS

Vol. 41, no. 3. 2025 May – June	, 2025
ANALYSIS OF OBSERVATIONS AND METHODS OF CALCULATING HYDROPHYSICAL FIELDS IN THE OCEAN	
Morozov A. N. Vertical mixing in the main pycnocline of the Black Sea in summer	251
Korotaev G. K., Belokopytov V. N., Dorofeev V. L., Mizyuk A. I., Puzina O. S., Kholod A. L. Trends in Acceleration of Climate Changes in the Thermoha- line Structure of the Black Sea upper layer	264
Saprykina Ya. V., Divinsky B. V., Shtremel M. N., Likutova O. A. Estimation of the stationarity interval of wind wave field	279
Shokurova I. G., Plastun T. V., Simonova Yu. V., Kasianenko V. Yu. Upwelling index at the Southern coast of Crimea in the Black Sea	295
EXPERIMENTAL AND FIELD RESEARCH	
Gurov K. I., Kotelyanets E. A., Gurova Yu. S. Accumulation of heavy metals and distribution of the areas of technogenic loads in Balaklava Bay: Results of long-term research	310
MATHEMATICAL MODELING OF MARINE SYSTEMS	
Kovalyova I. V. Parameterization of the dependence of integral phytoplankton bio- mass on chlorophyll concentration at the Black Sea surface based on expedi- tionary research data	331
Demyshev S. G. Arakawa–Lamb scheme in application to stratified incompressible fluid in the absence of friction	346
Semin S. V., Kalnitskii L. Yu., Ushakov K. V., Ibraev R. A. Model of the La- grangian particle transport in a quasi-two-phase ocean – ice medium in a par- allel ocean dynamics model	358
AUTOMATION OF RESEARCH OF SEAS AND OCEANS	
Svergun E. I., Zimin A. V., Motyzhev S. V., Lunev E. G., Tolstosheev A. P., Volikov M. S. Measuring the characteristics of short-period internal waves using an array of drifting thermoprofiling buoys.	378



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

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА

Научная статья

УДК 551.465 EDN: POFJIH

Вертикальное перемешивание в основном пикноклине Черного моря в летний сезон

А. Н. Морозов

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия ⊠ anmorozov@mhi-ras.ru

Поступила в редакцию 14.10.2024; одобрена после рецензирования 29.10.2024; принята к публикации 13.03.2025.

Аннотация

Цель. Оценить параметры вертикального турбулентного перемешивания в основном пикноклине Черного моря по данным о скорости течения и плотности, измеренных стандартными гидрологическими приборами – цель настоящего исследования.

Методы и результаты. В работе использованы данные, собранные в шести летних экспедициях НИС «Профессор Водяницкий» 2016–2021 гг. в центральном секторе северной части моря. Профили температуры, солености и скорости течения измерялись CTD/LADCP-зондами. Коэффициент вертикальной турбулентной диффузии рассчитывался с применением параметризации G03. Приведены прикладные соотношения. В качестве исходных данных использовались значения необходимых параметров на изопикнической поверхности со значением условной плотности 15 кг/м³. Их профильтрованные зависимости от ее глубины подставлялись в расчетные соотношения. Выявлено, что хорошо выраженный максимум удельной кинетической энергии в среднем наблюдается при глубине изопикны 77 м. Значение отношения сдвиг/деформация и значение для канонического спектра внутренних волн близки. Среднее значение измеренного сдвига составило около трети значения для канонического спектра внутренних волн. Среднее значение коэффициента вертикальной турбулентной диффузии составило 10⁻⁶ м²/с. Его значение в центре моря сопоставимо с коэффициентом молекулярной диффузии тепла. Максимум при глубине изопикны 90 м достигает $1.6 \cdot 10^{-6} \, \text{m}^2/\text{c}$, смещен вправо относительно ОЧТ на расстояние по горизонтали около 26 км. Среднее значение скорости диссипации турбулентной кинетической энергии составило 2 · 10⁻⁹ Вт/кг.

Выводы. Значение коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, рассчитанное на основе данных, собранных с разрешением по глубине около 10 м, хорошо согласуется с оценками, полученными по данным микроструктурных зондов. Однако результаты работы следует считать предварительными, и для получения более убедительного подтверждения их правильности целесообразно проведение синхронных измерений микроструктурными зондами и стандартными гидрологическими приборами.

Ключевые слова: Черное море, основной пикноклин, вертикальное турбулентное перемешивание, Основное Черноморское течение, сдвиг скорости течения, деформация

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2024-0012 «Оперативная океанология».

Для цитирования: *Морозов А. Н.* Вертикальное перемешивание в основном пикноклине Черного моря в летний сезон // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 3. С. 251–263. EDN POFJIH.

© Морозов А.Н., 2025

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

251

Vertical Mixing in the Main Pycnocline of the Black Sea in Summer

A. N. Morozov

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

Abstract

Purpose. The study is aimed at assessing the parameters of vertical turbulent mixing in the main pycnocline of the Black Sea based on the data on current velocity and density measured by standard hydrological instruments.

Methods and Results. The data collected during six summer cruises of R/V "Professor Vodyanitsky" in the central sector of the northern sea area in 2016–2021 were used in the research. Temperature, salinity and current velocity profiles were measured by the *CTD/LADCP* probes. The vertical turbulent diffusion coefficient was calculated with the *G*03 parameterization. The applied relations are given. The values of required parameters on the isopycnic surface with the conditional density value 15 kg/m³ are used as the initial data. Their filtered dependencies on its depth are substituted into the calculated relations. It is found that a well-pronounced maximum of specific kinetic energy is observed on average when the isopycnic depth is 77 m. The values of the shear/strain ratio and the canonical internal wave spectrum are close. The average value of measured shear constitutes about one third of the value of canonical internal wave spectrum. The average value of vertical turbulent diffusion coefficient. At the isopycnic depth 90 m, the maximum value reaching $1.6 \cdot 10^{-6}$ m²/s is shifted to the right relatively the Rim Current at a horizontal distance of about 26 km. The average value of the turbulent kinetic energy dissipation rate is $2 \cdot 10^{-9}$ W/kg.

Conclusions. The value of the vertical turbulent diffusion coefficient calculated based on the data collected with a depth resolution of about 10 m agrees well with the estimates obtained from the data of microstructural probes. However, the results of the study should be considered preliminary; in order to obtain a more convincing confirmation of their correctness, it is advisable to conduct synchronous measurements using the microstructural probes and standard hydrological instruments.

Keywords: Black Sea, main pycnocline, vertical turbulent mixing, Rim Current, current velocity shear, strain

Acknowledgements: The study was carried out within the framework of theme of state assignment of FSBSI FRC MHI FNNN-2024-0012 "Operational Oceanology".

For citation: Morozov, A.N., 2025. Vertical Mixing in the Main Pycnocline of the Black Sea in Summer. *Physical Oceanography*, 32(3), pp. 271-282.

Введение

Вертикальное турбулентное перемешивание является основным механизмом диапикнического обмена теплом, солью и иными субстанциями в стратифицированной морской среде [1]. Оно играет важную роль в трансформации водных масс, поддержании существующей стратификации и модуляции крупномасштабной циркуляции [2]. В настоящее время численное моделирование представляется одним из важнейших инструментов исследования морской среды. Однако разрешение современных моделей по глубине не позволяет напрямую учитывать вертикальное перемешивание и нуждается в его параметризации [3]. Необходимость более глубокого понимания влияния вертикального перемешивания на протекание биогеохимических процессов и совершенствование его параметризации в численных моделях предопределяет актуальность его натурных исследований.

Для экспериментальной оценки параметров вертикального перемешивания необходимо проводить измерения с разрешением по глубине на сантиметровых масштабах [4]. Однако в настоящее время применение микроструктурных зондов, обеспечивающих такое разрешение, ограничивается дороговизной аппаратуры и значительными временными затратами при проведении измерений [5]. В глубоководной части Черного моря измерения микроструктурными зондами проводились трижды [1, 6, 7]. Измерения, выполненные в марте 2003 г. в центре западного круговорота [6], показали, что в оксиклине значения коэффициента вертикальной турбулентной диффузии (K_v) составили всего (1–4)·10⁻⁶ м²/с. На примере одного профиля, полученного в июле 2005 г. в северо-восточной части моря [1], значение K_v в основном пикноклине составило около 4·10⁻⁶ м²/с. Измерения, выполненные в августе 2022 г. в центральном секторе северной части моря, показали наличие минимума K_v в основном пикноклине [7]. К сожалению, форма представления результатов не дает возможности определить его значение.

Альтернативное определение параметров вертикального перемешивания основывается на использовании профилей плотности и скорости течения, измеренных с разрешением около 10 метров по глубине. Данные такого рода являются для Черного моря массовыми. В частности, это данные зонда «Аквалог» [8], установленного на изобате около 300 м вблизи города Геленджик. На их основе была исследована временная изменчивость вертикальной структуры K_{ν} с применением параметризации, основанной на значениях числа Ричардсона [9, 10]. Измерение профилей скорости течения погружаемым акустическим доплеровским профилометром течений с борта дрейфующего судна позволило получить осредненную вертикальную структуру K_{ν} в области Севастопольского антициклона [11] и северной части моря [12].

В настоящей статье на основе данных, собранных в летних экспедициях Морского гидрофизического института [13], предпринята попытка исследовать горизонтальное распределение параметров вертикального турбулентного перемешивания в основном пикноклине. На текущий момент этот вопрос является неизученным, но потребность в его решении, возможно, существует, в частности для лучшего понимания влияния крупномасштабной динамики на процессы вертикального перемешивания. Для оценки параметров вертикального турбулентного перемешивания использовалась параметризация G03 [14]. Исторически она развивалась с теоретической работы [15] с последующим практическим использованием ее результатов [16, 17], получила развитие в работе [18] и в конечной редакции представлена в работе [19]. В настоящее время широкое применение параметризации G03 обусловлено хорошей сопоставимостью рассчитанных параметров вертикального турбулентного перемещивания с оценками по данным микроструктурных измерений [4, 5, 20, 21, 22]. Цель настоящей работы – оценка параметров вертикального турбулентного перемешивания в основном пикноклине Черного моря по данным о скорости течения и плотности, измеренных стандартными гидрологическими приборами.

Приборы и данные

В работе использованы профили температуры, солености и скорости течения, полученные в шести летних экспедициях НИС «Профессор Водяницкий» в северной части Черного моря ($31,5-36,5^{\circ}$ в. д., $43,5-45^{\circ}$ с. ш.): 1–18 июля 2016 г.; 14 июня – 3 июля 2017 г.; 9–30 июня 2018 г.; 12 июля – 3 августа 2019 г.; 5–24 июня 2020 г.; 29 июня – 7 июля 2021 г. К сожалению, покрытие района измерений станциями не было равномерным и изменялось от экспедиция к экспедиции (рис. 1). Среднее расстояние между соседними станциями составило ~ 20 км. Профили температуры и солености до 2019 г. включительно измерялись зондом *SBE*911+ и зондом *Idronaut Ocean Seven* 320 *PlusM* после 2019 г. Измерение профилей горизонтальных компонент вектора скорости течения выполнялось погружаемым акустическим доплеровским профилометром течений (*LADCP*) на основе *WHM*300. Установочные параметры прибора: размер сегмента глубины – 4 м, широкополосный метод, скорость погружения/подъема ~ 0,5 м/с.



Р и с. 1. Скорость течения, измеренная на глубине 20 м, в шести летних экспедициях НИС «Профессор Водяницкий». Начало стрелки соответствует положению станции (всего 353 станции) **F i g. 1.** Current velocity measured at the 20 m depth during six summer cruises of R/V "Professor Vodyanitsky". The arrow beginning corresponds to the station position (353 stations in total)

Крупномасштабная циклоническая циркуляция на качественном уровне проявляется в доминировании западного направления скорости течения (рис. 1), наибольшие значения которой отмечаются над континентальным склоном вблизи южного берега Крымского п-ова. Основное Черноморское течение (ОЧТ) не выражено: с одной стороны, в летнее время оно ослабевает, с другой – ширина его струи составляет приблизительно 30 км и при расстоянии между станциями около 20 км оно может не всегда проявляться в измерениях. Вихревые образования, по данным измерения скорости течения, обнаружены в двух из шести экспедиций. В экспедиции 2017 г. наблюдался Крымский антициклон с центром в точке (34,78° в. д., 44,35° с. ш.) и диаметром около 60 км. Фрагмент Севастопольского антициклона с центром в точке (31,6° в. д., 44,34° с. ш.) и тем же диаметром наблюдался в экспедиции 2020 г.



Р и с. 2. Изопикнически осредненные зависимости температуры воды (синие линии) и частоты плавучести (красные линии) от плотности (слева) и глубины (справа) в экспедиции 2017 г. **F i g. 2.** Along-isopycnic averaged dependencies of water temperature (blue lines) and buoyancy frequency (red lines) upon density (left) and depth (right) during the cruise in 2017

Вследствие циклонического характера крупномасштабной циркуляции в Черном море изопикнические поверхности имеют куполообразную форму. Их глубина увеличивается в направлении от центра моря к континентальному склону. Перепад глубины изопикнической поверхности между центром моря и континентальным склоном может достигать 70 м и более. Поэтому для получения корректного представления об особенностях среднего вертикального распределения гидрологических и иных параметров морской среды следует проводить изопикническое осреднение. В рамках настоящей работы внимание акцентируется на определении параметров вертикального турбулентного перемешивания на отдельной изопикнической поверхности. Для выбора значения условной плотности (σ_t) было проведено изопикническое осреднение профилей частоты плавучести для набора станций каждой из экспедиций. Изопикнически осредненные зависимости частоты плавучести от плотности для экспедиции 2017 г. (рис. 2, слева) показывают наличие ярко выраженного максимума при $\sigma_t = 15$ кг/м³. Данные других экспедиций подтверждают наличие МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025 255

этого максимума [13]. Именно изопикна со значением условной плотности 15 кг/м³ была выбрана для оценки параметров диапикнического перемешивания. Интуитивно ожидается, что усиление плотностной стратификации на рассматриваемой изопикнической поверхности должно привести к ослаблению вертикального турбулентного перемешивания. Приведенные на рис. 2 изопикнически осредненные профили температуры показывают относительное расположение холодного промежуточного слоя, наиболее известной черты вертикальной термической структуры Черного моря [13].

Результаты и обсуждение

Значения гидрологических параметров на изопикне $\sigma_t = 15$ кг/м³ для всех 353 станций рассчитывались с применением линейной интерполяции. Для низкочастотной фильтрации исходных данных использовался косинусный фильтр с шириной окна 30 м. Отношение приращения расстояния по горизонтали к приращению глубины изопикнической поверхности $\sigma_t = 15$ кг/м³ составило около 2 км на 1 м [23]. Далее обсуждаются зависимости параметров на изопикнической поверхности $\sigma_t = 15$ кг/м³ от ее глубины (z_{15}).



Р и с. 3. Зависимости кинетической энергии и квадрата частоты плавучести (a, c – исходные данные; b, d – после фильтрации) на изопикнической поверхности $\sigma_t = 15$ кг/м³ от глубины **F i g. 3.** Dependencies of kinetic energy and square of buoyancy frequency (a, c – initial data; b, d – after filtration) on isopycnic surface $\sigma_t = 15$ kg/m³ upon depth 256 МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

На рис. 3, *а* приведена зависимость измеренных значений удельной кинетической энергии (*EK*) от глубины изопикны со значением условной плотности $\sigma_t = 15 \text{ кг/m}^3$. Большой разброс исходных данных (рис. 3, *a*) может определяться отчасти временной изменчивостью поля скорости течения, поскольку измерения выполнялись в разные годы, а также внутренними волнами с частотой, близкой к локальной инерционной, так как продолжительность каждой экспедиции составляла не менее 30 инерционных периодов. После фильтрации (рис. 3, *b*) зависимость $EK_{Filtr}(z_{15})$ показывает наличие хорошо выраженного максимума при $z_{15} = 77 \text{ м}$. Значение модуля скорости течения в максимуме составляет 19 см/с. Максимум скорости течения определяется ОЧТ, центр которого в среднем наблюдается при $z_{15} = 77 \text{ м}$ (штриховая прямая с маркером 77 м на рис. 3–6).



Р и с. 4. Зависимости квадрата сдвига и квадрата аномалии частоты плавучести (a, c – исходные данные; b, d – после фильтрации) на изопикнической поверхности $\sigma_t = 15$ кг/м³ от глубины. Серая линия на фрагменте b – отношение квадрата аномалии частоты плавучести к ее квадрату **F i g. 4.** Dependencies of shear square and buoyancy frequency anomaly square (a, c – initial data; b, d – after filtration) on isopycnic surface $\sigma_t = 15$ kg/m³ upon depth. The grey line on fragment b is the ratio of square of buoyancy frequency anomaly to its square

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025



Р и с. 5. Зависимость отношения квадрата измеренного сдвига к квадрату сдвига *GM*76^{*} на изопикнической поверхности $\sigma_t = 15 \text{ кг/m}^3$ от ее глубины (слева) и зависимости множителей параметризации *G*03 на изопикнической поверхности $\sigma_t = 15 \text{ кг/m}^3$ от ее глубины (справа) **F i g. 5.** Dependency of the ratio of measured shear square to *GM*76^{*} shear square on isopycnic surface $\sigma_t = 15 \text{ kg/m}^3$ upon its depth (left), and dependencies of *G*03 parameterization multipliers on isopycnic surface surface $\sigma_t = 15 \text{ kg/m}^3$ upon its depth (right)



Р и с. 6. Зависимости коэффициента вертикальной турбулентной диффузии (слева) и скорости диссипации турбулентной кинетической энергии (справа) на изопикнической поверхности $\sigma_t = 15 \text{ кг/м}^3$ от ее глубины

F i g. 6. Dependencies of vertical turbulent diffusion coefficient (left) and dissipation rate of turbulent kinetic energy (right) on isopycnic surface $\sigma_t = 15 \text{ kg/m}^3$ upon its depth

Зависимость измеренных значений квадрата частоты плавучести ($N^2 = \frac{g}{\rho}\rho_z$, где g – ускорение свободного падения; ρ – плотность; ρ_z – ее производная по глубине) от глубины z_{15} приведена на рис. 3, *c*. Та же зависимость после фильтрации представлена на рис. 3, *d*. Частота плавучести почти монотонно уменьшается от ~ 14 цикл/ч в центре моря до ~ 10 цикл/ч вблизи континентального склона. При $z_{15} = 96$ м наблюдается слабо выраженный минимум.

Зависимость измеренного квадрата сдвига скорости течения ($Sh^2 = U_z^2 + V_z^2$, где U_z и V_z – производные по глубине восточной и северной компонент вектора скорости течения) от глубины z_{15} (рис. 4, *a*) имеет признаки случайного процесса. Это вполне объяснимо, поскольку сдвиг скорости течения в основном определяется внутренними волнами, пространственно-временные масштабы которых значительно меньше размера полигона и интервалов проведения измерений. После фильтрации (рис. 4, *b*) зависимость показывает уменьшение значения сдвига от центра моря в направлении континентального склона. Почти гармоническая составляющая зависимости с длиной волны около 70 км по горизонтали (35 м по глубине z_{15}), возможно, является следствием конкретной выборки данных. Также не исключается, что гармоническая составляющая определяется динамическими процессами, которые генерируются ОЧТ в нормальном ему направлении. Дальнейшие рассуждения по этому вопросу в рамках имеющихся данных будут носить дискуссионный характер.

Квадрат деформации определяется из соотношения, приведенного в работе [18]:

$$\xi_z^2 = \frac{(N^2 - N_{Pol}^2)^2}{N_{Pol}^4} = \frac{\delta^2}{N_{Pol}^4},$$

где N_{Pol}^2 – аппроксимирующий полином третьей степени зависимости $N^2(z_{15})$, который рассчитывался отдельно для набора станций каждой из экспедиций, после этого формировался общий для всех экспедиций массив $\delta^2 = (N^2 - -N_{Pol}^2)^2$ – квадрат аномалии частоты плавучести (рис. 4, *c*). Аналогично сдвигу зависимость $\delta^2(z_{15})$ имеет признаки случайного процесса. После фильтрации зависимость $\delta_{Filtr}^2(z_{15})$ показывает уменьшение от центра моря до центра ОЧТ и почти постоянное значение между ОЧТ и континентальным склоном. Произведение $N^2 \cdot \xi_z^2 = \delta_{Filtr}^2/N_{Filtr}^2$ характеризует потенциальную энергию мелкомасштабных процессов и так же, как сдвиг, содержит гармоническую составляющую с длиной волны около 70 км (рис. 4, *b* – серая линия).

Прикладные формулы для расчетов из работы [19] имеют следующий вид:

$$K_{G03} = K_0 \cdot \left(\frac{Sh_{Filtr}^2}{Sh_{GM76*}^2}\right)^2 \cdot h_1(R_{\omega}) \cdot j\left(\frac{f}{N_{Filtr}}\right)$$
$$h_1(R_{\omega}) = \frac{3(R_{\omega}+1)}{2\sqrt{2}R_{\omega}\sqrt{R_{\omega}-1}},$$
$$j(f/N_{Filtr}) = \frac{f \operatorname{arc} h(N_{Fit}/f)}{f_{30} \operatorname{arc} h(N_0/f_{30})},$$

где $K_0 = 5 \cdot 10^6 \text{ м}^2/\text{c}$; f – локальная инерционная частота на 44° с. ш.; f_{30} – инерционная частота на 30° с. ш.; $N_0 = 5,24 \cdot 10^{-3}$ рад/с; значение Sh_{GM6}^2 рассчитывалось для канонического спектра внутренних волн *GM*76 с учетом разрешения по глубине *LADCP*-измерений скорости течения из работы [24]:

$$Sh_{GM76^*}^2 = \int_{0}^{100} \Phi_{Sh_{GM76}}(k) \cdot H_{ADCP}(k) \cdot H_{Dif_{ADCP}}(k) \cdot H_{DP_{ADCP}}(k) \cdot dk$$

где $\Phi_{sh_{-}GM76}(k)$ – спектр сдвигов скорости течения для спектра GM76 в пространстве вертикальных волновых чисел (k); $H_{ADCP}(k) = (Sin(\pi 4k)/(\pi 4k))^4$ – передаточная функция пространственного осреднения, свойственного ADCP; $H_{Dif_{-}ADCP}(k) = (Sin(\pi 4k)/(\pi 4k))^2$ – передаточная функция дифференцирования на приращении глубины 4 м; $H_{DP_{-}ADCP}(k) = (Sin(\pi 4k)/(\pi 4k))^4$ – передаточная функция фильтрации оконного типа при обработке данных. Отношение сдвиг/деформация $R_{\omega} = \frac{Sh^2}{N^2 \cdot \xi_z^2}$ интерпретируется как отношение кинетической и потенциальной энергии внутренних волн и для спектра GM76 составляет 3. Его расчет проводился с учетом различия передаточных функций осреднения по глубине при обработке данных по плотности и скорости течения из следующего соотношения:

$$R_{\omega} \approx \frac{Sh_{GM76}^2}{N_{Filtr}^2 \cdot \xi_{z_{GM76}}^2} \cdot \frac{Sh_{Filtr}^2 / Sh_{GM76*}^2}{\xi_{z}^2 / \xi_{z_{GM76*}}^2} = 3 \cdot \frac{Sh_{Filtr}^2 \cdot N_{Filtr}^2}{\delta_{Filtr}^2} \cdot \frac{N_{Filtr}^2 \cdot \xi_{z_{GM76*}}^2}{Sh_{GM76*}^2},$$

где $\xi^2_{ZGM76*} = \int_0^{100} \Phi_{\xi_z _ GM76}(k) \cdot H_{Dif_CTD} \cdot (k) \cdot H_{DP_CTD}(k) \cdot dk; \Phi_{\xi_z _ GM76}(k) -$ спектр деформации *GM*76; $H_{Dif_CTD}(k) = (\sin(\pi 4k)/(\pi 4k))^2$ – передаточная функция дифференцирования на приращении глубины 4 м; $H_{DP_CTD}(k) =$ = $(\sin(\pi 1k)/(\pi 1k))^4$ – передаточная функция обработки *CTD*-данных. После соответствующего интегрирования получим отношение, которое использовалось при расчетах, $R_{\omega} \approx 2,1 \cdot \frac{Sh_{Filtr}^2 \cdot N_{Filtr}^2}{\delta_{Filtr}^2}$.

Отношение квадрата измеренного сдвига скорости течения к сдвигу $Sh_{GM\,76^*}^2$ (рис. 5, слева) в среднем составляет 0,35 и не имеет особенностей в ОЧТ (максимум находится в 20 км справа от него). Среднее значение представляется вполне реалистичным, поскольку в бесприливном Черном море единственным источником внутренних волн является ветер; кроме того, в работе рассматривается летний сезон. Зависимость $R_{\omega}(z_{15})$ (синяя линия на рис. 5, справа) близка к значению для канонического спектра внутренних волн (синяя штриховая линия на рис. 5, справа). Ближе к континентальному склону отношение сдвиг/деформация уменьшается до 2,2. Сомножитель h_1 , являющийся функцией отношения сдвиг/деформация, показывает резкое возрастание ближе к континентальному склону. Сомножитель *j*, который зависит от значения широты и частоты плавучести, незначительно уменьшается от центра моря к его периферии (зеленая линия на рис. 5, справа).

Значение $K_{G03}(z_{15})$ изменяется от 6,5 · 10⁻⁷ м²/с при z_{15} = 50 м до максимального значения 1,5 · 10⁻⁶ м²/с при z_{15} = 90 м (рис. 6, слева). В центре моря значение коэффициента вертикальной турбулентной диффузии сопоставимо со

значением коэффициента молекулярной диффузии тепла ($1, 4 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{c}$). Максимум смещен вправо от ОЧТ на 26 км по горизонтали (23 м по глубине ζ_{15}) и, предположительно, обусловлен антициклоническими вихрями, в центре которых наблюдается интенсификация вертикального перемешивания. Полученные относительно малые значения коэффициента вертикального турбулентного перемешивания (в среднем $10^{-6} \text{ м}^2/\text{c}$) могут вызывать сомнения, но, тем не менее, они достаточно хорошо согласуются с данными микроструктурных зондов [1, 6]. Для более корректного сопоставления оценок параметров вертикального перемешивания по данным мелкомасштабных и микроструктурных измерений необходимо проведение дополнительных синхронных измерений. Скорость диссипации турбулентной кинетической энергии, определенная из соотношения Осборна $\varepsilon = K_{G03} \cdot N_{Filtr}^2/0,2$, в среднем составляет $2 \cdot 10^{-9}$ Вт/кг и содержит гармоническую составляющую с длиной волны около 70 км (рис. 6, справа). Полученное значение ε характерно для многих районов Мирового океана.

Заключение

В рамках данной работы были использованы профили плотности и скорости течения, полученные в шести летних экспедициях НИС «Профессор Водяницкий» 2016–2021 гг. в северной части Черного моря. Параметры вертикального турбулентного перемешивания определялись с применением параметризации G03. В качестве входных данных использовались профильтрованные зависимости необходимых параметров на изопикнической поверхности со значением условной плотности 15 кг/м³ от ее глубины. Разрешающая способность измерителей плотности и скорости течения учитывалась при интегрировании канонического спектра внутренних волн.

Подтверждено наличие максимума частоты плавучести на изопикнической поверхности со значением условной плотности 15 кг/м³. Выявлено, что хорошо выраженный максимум удельной кинетической энергии в среднем наблюдается при глубине этой изопикны 77 м.

Получено, что значения квадратов сдвига скорости течения и аномалии частоты плавучести на указанной изопикнической поверхности уменьшаются в направлении от центра моря к континентальному склону. Зависимости сдвига и деформации выявляют гармоническую составляющую с длиной волны около 70 км по горизонтали в направлении, перпендикулярном ОЧТ. Квадрат измеренного сдвига составляет приблизительно треть от сдвига канонического спектра внутренних волн. Отношение сдвиг/деформация в центре моря приблизительно соответствует отношению для канонического спектра внутренних волн, которое вблизи континентального склона уменьшается до 2,3.

Среднее значение коэффициента вертикальной диффузии на изопикнической поверхности при $\sigma_t = 15$ кг/м³ в летнее время составляет 10^{-6} м²/с, что неплохо согласуется с оценками по данным микроструктурных зондов. В центре моря значение коэффициента сопоставимо с коэффициентом молекулярной диффузии тепла. Максимальное значение, которое наблюдается при глубине изопикнической поверхности 90 м, достигает $1, 6 \cdot 10^{-6}$ м²/с. Максимум смещен вправо относительно ОЧТ на расстояние по горизонтали ~ 26 км, что приблизительно соответствует радиусу мезомасштабного антициклонического вихря. Среднее значение скорости диссипации турбулентной кинетической энергии составляет 2.10⁻⁹ Вт/кг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Влияние динамики течений на гидрофизическую структуру вод и вертикальный обмен в деятельном слое Черного моря / А. Г. Зацепин [и др.] // Океанология. 2007. Т. 47, № 3. С. 327–339. EDN IAFSJJ.
- Munk W. H. Abyssal recipes // Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts. 1966. Vol. 13, iss. 4. P. 707–730. https://doi.org/10.1016/0011-7471(66)90602-4
- Diapycnal mixing variations induced by subthermocline eddies observed in the north Pacific western boundary region / F. Nan [et al.] // Frontiers in Marine Science. 2022. Vol. 9. 997599. https://doi.org/10.3389/fmars.2022.997599
- Takahashi A., Hibiya T. Assessment of Finescale Parametrizations of Deep Ocean Mixing in the Presence of Geostrophic Current Shear: Results of Microstructure Measurements in the Antarctic Circumpolar Current Region // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2019. Vol. 124, iss. 1. P. 135–153. https://doi.org/10.1029/2018JC014030
- Gregg M. C., Yakushev E. Surface ventilation of the Black Sea's cold intermediate layer in the middle of the western gyre// Geophysical Research Letters. 2005. Vol. 32, iss. 3. L03604. https://doi.org/10.1029/2004GL021580
- Вертикальный турбулентный обмен в Черном море: экспериментальные исследования и моделирование / А. С. Самодуров [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 6. С. 735–759. EDN LCDZNK.
- Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря / А. Г. Зацепин [и др.] // Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50, № 1. С. 16–29. EDN RTOUUT.
- Подымов О. И., Зацепин А. Г., Островский А. Г. Вертикальный турбулентный обмен в Черноморском пикноклине и его связь с динамикой вод // Океанология. 2017. Т. 57, № 4. С. 546–559. EDN ZCRXXJ.
- Podymov O. I., Zatsepin A. G., Ostrovskii A. G. Fine Structure of Vertical Density Distribution in the Black Sea and Its Relationship with Vertical Turbulent Exchange // Journal of Marine Science and Engineering. 2023. Vol. 11, iss. 1. 170. https://doi.org/10.3390/jmse11010170
- Морозов А. Н., Лемешко Е. М. Оценка коэффициента вертикальной турбулентной диффузии по данным CTD/LADCP-измерений в северо-западной части Черного моря в мае 2004 года // Морской гидрофизический журнал. 2014. № 1. С. 58–67. EDN TDXUUT.
- 11. Иванов В. А., Морозов А. Н. Вертикальное перемешивание в деятельном слое Черного моря // Доклады Академии наук. 2018. Т. 482, № 4. С. 456–458. EDN YTJFCX.
- 12. Морозов А. Н., Маньковская Е. В. Холодный промежуточный слой Черного моря по данным экспедиционных исследований 2016–2019 годов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2020. № 2. С. 5–16. EDN RALEUS.
- 13. *Gregg M. C., Sanford T. B., Winkel D. P.* Reduced mixing from the breaking of internal waves in equatorial waters // Nature. 2003. Vol. 422. P. 513–515. https://doi.org/10.1038/nature01507
- Henyey F. S., Wright J., Flatté S. M. Energy and action flow through the internal wave field: An eikonal approach // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1986. Vol. 91, iss. C7. P. 8487–8495. https://doi.org/10.1029/JC091iC07p08487
- Gregg M. C. Scaling turbulent dissipation in the thermocline // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1989. Vol. 94, iss. C7. P. 9686–9698. https://doi.org/10.1029/JC094iC07p09686

- The Application of Internal-Wave Dissipation Models to a Region of Strong Mixing / H. Wijesekera [et al.] // Journal of Physical Oceanography. 1993. Vol. 23, iss. 2. P. 269–286. https://doi.org/10.1175/1520-0485(1993)023<0269:TAOIWD>2.0.CO;2
- Polzin K. L., Toole J. M., Schmitt R. W. Finescale Parameterizations of Turbulent Dissipation // Journal of Physical Oceanography. 1995. Vol. 25, iss. 3. P. 306–328. https://doi.org/10.1175/1520-0485(1995)025<0306:FPOTD>2.0.CO;2
- Global Abyssal Mixing Inferred from Lowered ADCP Shear and CTD Strain Profiles / E. Kunze [et al.] // Journal of Physical Oceanography. 2006. Vol. 36, iss. 8. P. 1553–1576. https://doi.org/10.1175/JPO2926.1
- Dissipation Rate Estimates from Microstructure and Finescale Internal Wave Observations along the A25 Greenland–Portugal OVIDE Line / B. Ferron [et al.] // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2014. Vol. 31, iss. 11. P. 2530–2543. https://doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00036.1
- Microstructure Mixing Observations and Finescale Parameterizations in the Beaufort Sea / E. C. Fine [et al.] // Journal of Physical Oceanography. 2021. Vol. 51, iss. 1. P. 19–35. https://doi.org/10.1175/JPO-D-19-0233.1
- Validating Finescale Parameterizations for the Eastern Arctic Ocean Internal Wave Field / T. M. Baumann [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2023. Vol. 128, iss. 11. e2022JC018668. https://doi.org/10.1029/2022JC018668
- Turbulence Across the Antarctic Circumpolar Current in the Indian Southern Ocean: Micro-Temperature Measurements and Finescale Parameterizations / Y. Sasaki [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2024. Vol. 129, iss. 2. e2023JC019847. https://doi.org/10.1029/2023JC019847
- 23. Морозов А. Н., Маньковская Е. В. Пространственные характеристики холодного промежуточного слоя Черного моря летом 2017 года // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 4. С. 436–446. EDN BCSYUB.
- 24. *Морозов А. Н., Маньковская Е. В.* Вертикальное перемешивание в деятельном слое Черного моря по данным мелкомасштабных измерений // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2022. № 4. С. 25–38. EDN TRZMDQ.

Об авторе:

Морозов Алексей Николаевич, старший научный сотрудник, отдел дистанционных методов исследований, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат технических наук, ORCID ID: 0000-0001-9022-3379, Scopus Author ID: 7202104940, ResearcherID: ABB-4365-2020, SPIN-код: 6359-0395, anmorozov@mhi-ras.ru УДК 551.465 EDN: RHIKLY

Тенденции ускорения климатических изменений термохалинной структуры верхнего слоя Черного моря

Г. К. Коротаев, В. Н. Белокопытов, В. Л. Дорофеев [⊠], А. И. Мизюк, О. С. Пузина, А. Л. Холод

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия [™] dorofeyev viktor@mail.ru

Поступила в редакцию 24.10.2024; одобрена после рецензирования 05.03.2025; принята к публикации 13.03.2025.

Аннотация

Цель. Оценить тенденции изменения термохалинной структуры Черного моря на межгодовых временных масштабах в 2000–2020 гг. на основе трех реанализов, выполненных по разным методикам, и непосредственных наблюдений – цель настоящей работы.

Методы и результаты. Для выполнения исследования используются четыре набора данных. Первый представляет собой массив профилей температуры и солености на регулярной сетке с временной дискретностью 10 сут и пространственным разрешением 10' × 15' для периода 2000-2021 гг. на базе 13952 океанографических станций. Второй набор основан на результатах реанализа, выполненного на основе модели циркуляции Черного моря Морского гидрофизического института. В качестве атмосферного воздействия использовались результаты атмосферного реанализа *ERA*-5. В модели ассимилировались спутниковые данные температуры поверхности моря и альтиметрии. Третий набор данных представляет собой результаты реанализа, полученного на основе региональной конфигурации комплекса NEMO. Атмосферное воздействие также задавалось на основе результатов реанализа ERA-5. Для ассимиляции использовались массивы профилей температуры и солености, данные спутниковых альтиметрических измерений и измерений температуры поверхности моря. В качестве четвертого набора использовался продукт BLKSEA MULTIYEAR PHY 007_004 морской службы Copernicus, содержащий реанализ среднесуточных полей для бассейна Черного моря с 01.01.1993 по 30.06.2021 гг. На основе четырех наборов данных проанализированы тенденции изменения температуры и солености в верхнем слое Черного моря.

Выводы. Показано, что в результате роста средней температуры поверхности моря в акватории Черного моря (начиная с 2005 г.) наблюдается тенденция исчезновения холодного промежуточного слоя в его традиционном понимании как подповерхностного слоя с температурой воды ≤ 8°C. Кроме того, наблюдается ускоренное потепление вод моря в пределах основного пикноклина. Халинный режим моря при этом характеризуется переходом от распреснения к осолонению поверхностного слоя в 2012–2015 гг., связанным с изменением внешнего бюджета пресных вод, и долговременным повышением солености вод в основном пикноклине.

Ключевые слова: ретроспективный анализ, Черное море, температура морской воды, соленость, климатические изменения, термохалинная структура

Благодарности: подготовка данных наблюдений (массив 1) и климатических профилей выполнена в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2024-0014, подготовка численных моделей для проведения расчетов выполнена в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2024-0012, расчеты реанализов на основе модели МГИ (массив 2) и модели *NEMO* (массив 3) подготовлены в рамках тем государственных заданий ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2023-0001 и Минобрнауки FMWE-2023-0002 Федеральной программы «Климат» и «Экология».

© Коротаев Г. К., Белокопытов В. Н., Дорофеев В. Л., Мизюк А. И., Пузина О. С., Холод А. Л., 2025

Для цитирования: Тенденции ускорения климатических изменений термохалинной структуры верхнего слоя Черного моря / Г. К. Коротаев [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 3. С. 264–278. EDN RHIKLY.

Original article

Trends in Acceleration of Climate Changes in the Thermohaline Structure of the Black Sea Upper Layer

G. K. Korotaev, V. N. Belokopytov, V. L. Dorofeev, A. I. Mizyuk, O. S. Puzina, A. L. Kholod

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia dorofeyev_viktor@mail.ru

Abstract

Purpose. The purpose of the study is to assess the trends in a change of the Black Sea thermohaline structure on the interannual time scales in 2000–2020 based on three reanalyses performed using different methods, as well as direct observations.

Methods and Results. Four datasets are applied to perform the research. The first one is an array of temperature and salinity profiles on a regular grid with a 10-day time resolution and a $10' \times 15'$ spatial resolution for 2000–2021, which is based on the data of 13952 oceanographic stations. The second set is formed according to the results of reanalysis carried out using the MHI Black Sea circulation model. The *ERA-5* atmospheric reanalysis results are used as an atmospheric forcing. The satellite data on sea surface temperature and altimetry are assimilated in the model. The third dataset represents the reanalysis results obtained based on the *NEMO* model regional configuration. The atmospheric forcing is also preset using the *ERA-5* reanalysis results. The following data are engaged in assimilation: the arrays of temperature and salinity profiles, and the satellite altimetry and sea surface temperature measurements. The *BLKSEA_MULTIYEAR_PHY_007_004* product of the *Copernicus* Marine Service containing the reanalysis of daily average fields for the Black Sea basin from 01.01.1993 to 30.06.2021 constitutes the fourth set. The described four data sets have made it possible to analyze the trends in temperature and salinity changes in the upper layer of the Black Sea.

Conclusions. It is shown that since 2005, an increase in the average sea surface temperature in the Black Sea area has resulted in a tendency towards the disappearance of cold intermediate layer in its traditional understanding as a subsurface layer with a water temperature ≤ 8 °C. Besides, the accelerated sea water warming within the main pycnocline is observed. The sea haline regime in 2012–2015 is characterized by a transition from freshening to salinization of the sea surface layer that is related to a change in the external budget of fresh water, and a long-term increase in water salinity in the main pycnocline.

Keywords: retrospective analysis, Black Sea, seawater temperature, salinity, climatic changes, thermohaline structure

Acknowledgments: The observational data (array 1) and climate profiles were prepared within the framework of state assignment of FSBSI FRC MHI FNNN-2024-0014, the numerical models intended for simulations were prepared within the framework of state assignment of FSBSI FRC MHI FNNN-2024-0012, reanalysis calculations based on the MHI model (array 2) and the *NEMO* model (array 3) were prepared within the framework of state assignments of FSBSI FRC MHI FNNN-2023-0001) and the Ministry of Education and Science FMWE-2023-0002 of the Federal programs "Climate" and "Ecology".

For citation: Korotaev, G.K., Belokopytov, V.N., Dorofeev, V.L., Mizyuk, A.I., Puzina, O.S. and Kholod, A.L., 2025. Trends in Acceleration of Climate Changes in the Thermohaline Structure of the Black Sea Upper Layer. *Physical Oceanography*, 32(3), pp. 283-296.

Введение

Черное море является полузамкнутым водоемом, полностью окруженным сушей и соединяющимся с Мировым океаном через Средиземное и Мраморное моря и сеть проливов. Черноморский бассейн имеет положительный водный баланс и характерную термохалинную структуру вод с резким халоклином и холодным промежуточным слоем (ХПС). Помимо этого, Черное море имеет и свои особенности межгодовой и многолетней изменчивости термохалинной структуры вод, которые во многом отличаются от других морей. В слое основного пикноклина поступающие средиземноморские воды вызывают устойчивую тенденцию медленного, но постоянного нагревания и осолонения. В верхнем же слое моря эта тенденция меняется на хорошо выраженные междесятилетние колебания [1]. Различные сочетания положительных и отрицательных аномалий содержания тепла и солей в верхнем 100-метровом слое формируют временную последовательность 10-20-летних периодов гидрологического режима Черного моря – холодного и соленого 1950-х гг., теплого и соленого 1970-80-х гг. и т. д. На рубеже 2010-2015 гг. произошел переход от распресненного и теплого периода 2000-х гг. к современному состоянию, характеризующемуся более высокой температурой и соленостью [1-3].

Более детальное исследование процесса перехода к современным климатическим условиям затрудняется тем обстоятельством, что в период 1996-2013 гг. произошло резкое сокращение инструментальных измерений в Черном море (рис. 1). Относительная доля покрытия глубоководной части его акватории упала до 0-10% по сравнению с 70-100% в 1980-х гг., и лишь начиная с 2014 гг. благодаря возобновлению океанографических съемок в экономической зоне РФ и работе буев-профилемеров она возросла до 20-40%. Восполнить имеющийся пробел в обеспеченности данными наблюдений возможно только с помощью массивов реанализов, созданных на основе численных термогидродинамических моделей. В работе [4] представлены результаты оценок тенденций изменения состояния морской среды на межгодовых временных масштабах в 2000-2020 гг. на основе трех реанализов, выполненных по разным методикам, и непосредственных наблюдений в те периоды, когда они достаточно равномерно покрывали акваторию Черного моря. Сравнение результатов расчетов, выполненных различными методами, позволило определить общие климатические тенденции и выявить степень их различия в воспроизведении природных процессов в определенные периоды. В частности, в этой работе показано, что известные ранее тенденции прогрева вод моря, приводящие к эпизодическому исчезновению ХПС в его традиционных границах с температурой воды в ядре ниже 8°С, значительно ускорились после 2012 г. В результате в 2020 г. полностью прекратилось обновление ХПС в зимний период.

Цель настоящей работы – детализация анализа термических изменений в верхнем слое Черного моря в 2000–2020 гг. и обсуждение тенденций изменения в поле солености морской воды.



Рис. 1. Относительная доля покрытия глубоководной части Черного моря (%) данными океанографических наблюдений в 2000–2020 гг. Fig. 1. Relative portion of coverage of the Black Sea deep part (%) with oceanographic observation

Fig. 1. Relative portion of coverage of the Black Sea deep part (%) with oceanographic observation data in 2000–2020

Методы оценки тенденций изменения термохалинных характеристик Черного моря

В данной работе оценки тенденций изменения термохалинных характеристик Черного моря проводились, как и в [4], по данным непосредственных наблюдений и результатам трех реанализов, основанных на применении разных методик.

Непосредственный анализ данных наблюдений. Массив данных температуры и солености был подготовлен на регулярной сетке (массив 1) с пространственным разрешением 10' × 15' и дискретностью 10 сут. Для создания этого массива использовался метод оптимальной интерполяции Гандина¹. Система уравнений интерполяции решалась методом Гаусса, ошибка наблюдений оценивалась как сумма инструментальной погрешности и среднеквадратического отклонения мезомасштабной изменчивости. В качестве нормы для аномалий использовались климатические среднемесячные поля температуры и солености. Принималось допущение об изотропности в Черном море пространственных корреляционных функций [5, 6], в качестве автокорреляционной функции использовалось приближение из работы [5], аппроксимирующее структуру гауссовых полей в зависимости от глубины. Всего для периода 2000-2021 гг. было подготовлено16845 профилей в узлах регулярной сетки на основе 13952 океанографических станций. При этом задавалось условие, согласно которому число случаев экстраполяции для заполнения свободного пространства максимально ограничивалось.

¹ Гандин Л. С. Объективный анализ метеорологических полей. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1963. 287 с.

Реанализ на основе модели циркуляции Черного моря Морского гидрофизического института (МГИ). При проведении реанализа за основу была взята модель циркуляции Черного моря МГИ, основанная на аппроксимации системы примитивных уравнений динамики океана [7]. Использовался вариант модели с пространственным шагом 4,8 км, что позволило адекватно описывать как крупномасштабную циркуляцию, так и синоптические процессы. По вертикали модель содержит 35 расчетных *z*-уровней, сгущающихся к морской поверхности. В местах впадения крупных рек задавались климатические значения расходов. Для учета водообмена через Босфор на горизонтах, соответствующих нижнебосфорскому течению, задавались скорости, определяемые по климатическому расходу, и соленость 36. На горизонтах, соответствующих верхнебосфорскому течению, где вода вытекает из Черного моря, задавалось постоянное значение скорости, обеспечивающее водный баланс за рассматриваемый период времени.

В граничных условиях на свободной поверхности моря для уравнений модели циркуляции применялись параметры из результатов атмосферного реанализа *ERA-5* (*ECMWF*) [8]: приповерхностный ветер, потоки тепла и пресной воды, солнечная радиация. Пространственное разрешение использованных атмосферных полей составляет 0,25° × 0,25°, частота по времени 1 ч.

В модели циркуляции Черного моря ассимилировались спутниковые данные температуры поверхности моря (ТПМ) и альтиметрии. Температура поверхности представляла собой подготовленный *CMEMS* ежесуточный набор данных на регулярной сетке с пространственным разрешением $0,05^{\circ} \times 0,05^{\circ}$. Альтиметрические данные (*CMEMS*) подготовлены в виде *L*4 аномалий уровня моря (*SLA*) на регулярной сетке ($0,15^{\circ} \times 0,15^{\circ}$), рассчитанных по отношению к среднему значению за 20 лет (1993–2012). Для ассимиляции в модели циркуляции аномалии уровня преобразовывались в возвышение свободной поверхности. Для этого использовалась средняя динамическая топография, которая была рассчитана по результатам реанализа (1993–2012) [9]. Среднегодовые профили температуры и солености были подготовлены на основе всех имеющихся за рассматриваемый период гидрографических съемок и данных буев *Argo*.

Ассимиляция температуры морской поверхности осуществлялась методом релаксации. Спутниковые значения ТПМ сравнивались с модельными значениями поверхностной температуры раз в сутки. В точках измерений на горизонтах модели, входящих в верхний перемешанный слой, включались источники в правой части уравнения переноса – диффузии тепла, пропорциональные невязке значений температуры.

Для ассимиляции спутниковых альтиметрических данных использовался алгоритм, описанный в работе [10]. Профили температуры и солености подправлялись в каждой точке пропорционально разности между измеренной величиной возвышения свободной поверхности моря и модельной. При этом весовые коэффициенты, зависящие от глубины, вычислялись по кроссковариационным функциям ошибок уровня и солености и/или температуры.

Значения температуры и солености корректировались на горизонтах ниже 500 м в соответствии со среднегодовыми профилями, полученными по всем

доступным данным контактных измерений. Этот массив данных в дальнейшем идентифицируется как массив 2.

<u>Реанализ на основе модели NEMO</u>. Для проведения реанализа (далее упоминается как массив 3) использована региональная конфигурация комплекса численного моделирования динамики океана NEMO², позволяющая воспроизводить динамику и тренды гидрофизических параметров в морях Эвксинского каскада (Черное, Азовское и Мраморное моря (*BAMS24*)) [11]. Расчетная сетка – географическая и покрывает отмеченные бассейны с шагами по пространству $\approx 4,6 \times 4,6$ км.

Атмосферное воздействие задавалось на основе полей реанализа *ERA-5* (*ECMWF*) [8]. Использовались поля температуры и влажности воздуха на высоте 2 м, компоненты горизонтальной скорости ветра на высоте 10 м, потоки нисходящего длинноволнового и коротковолнового излучения, суммарные осадки и осадки в твердой фазе. Отмеченные метеопараметры с исходной дискретностью по времени использовались для расчета суммарных потоков тепла, массы и напряжения трения ветра согласно балк-формулам протокола *CORE*³.

В региональной конфигурации учитываются климатические расходы 16 рек в бассейне Черного моря. В акватории Азовского моря и соответственно для водообмена в Керченском проливе учитываются реальные изменения водного баланса со временем. С этой целью используются данные наблюдений объемного стока рек Дон и Кубань⁴. На выходе из пролива Дарданеллы западнее о. Мармара задаются граничные условия на открытой жидкой границе. Для этого используются квазиреальные изменения уровня моря, баротропных и бароклинных скоростей течений, температуры и солености, полученные на основе продуктов глобальной системы реанализа *СМЕМS*⁵.

Для проведения ретроспективного анализа за период 2000–2021 гг. использовалась следующая база данных наблюдений:

– объединенный массив профилей температуры и солености в акватории Черного моря из массивов *EasyCORA* службы *CMEMS* (1999–2021) и океанографической базы *SeaDataNet* (https://www.seadatanet.org/) (1999–2008);

 – данные спутниковых альтиметрических измерений уровня морской поверхности уровня обработки L4 (на регулярной сетке), предоставляемые службой морских прогнозов *CMEMS* (https://doi.org/10.48670/moi-00141);

– спутниковые данные ТПМ Черного моря на регулярной сетке уровня обработки *L*4 (на регулярной сетке), предоставляемые службой морских прогнозов *CMEMS* (https://doi.org/10.48670/moi-00160).

Восстановление трехмерных полей температуры и солености моря для ассимиляции в модели осуществляется на базе процедуры совместного анализа

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

² NEMO ocean engine / G. Madec [et al.]. France : IPSL, 2016. 412 p. (Note du Pôle de modélisation de l'Institut Pierre-Simon Laplace ; No. 27). https://doi.org/10.5281/zenodo.3248739

³ Large W. G., Yeager S. G. Diurnal to Decadal Global Forcing for Ocean and Sea-Ice Models: The Data Sets and Flux Climatologies. USA, Colorado : National Center for Atmospheric Research, 2004. 105 p. https://doi.org/10.5065/D6KK98Q6

⁴ Основные гидрологические характеристики морских устьев рек европейской территории России: Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2012620681.

⁵ Global Ocean Physics Analysis and Forecast. Copernicus Marine Monitoring Service. https://doi.org/10.48670/moi-00016

аномалий альтиметрического уровня и профилей температуры и солености, представленной в [12]. Так же, как и в указанной работе, определялась базовая термохалинная стратификация бассейна в заданном временном диапазоне, однако окно осреднения достигало максимального значения 180 сут при малом количестве наблюдений. При отсутствии достаточного количества наблюдений в отдельные годы в начале нулевых базовая стратификация рассчитывалась по соседним значениям посредством интерполяции.

Далее находились зависящие от глубины коэффициенты прямой регрессии между значениями альтиметрического уровня моря (уровня обработки L4) в заданном временном окне и отклонениями наблюдений температуры и солености от базовой стратификации. Полученные коэффициенты использовались для восстановления трехмерных массивов псевдоизмерений температуры и солености морской воды *Tobs* и *Sobs*.

Ассимиляция данных проводилась по следующей гибридной процедуре. В слое главного пикноклина выполнялась релаксация полей температуры и солености к трехмерным массивам псевдоизмерений *Tobs* и *Sobs* по всей глубине для солености и в слое глубже 60 м – для температуры. В верхнем слое моря также ассимилировались спутниковые альтиметрические наблюдения согласно процедуре, описанной в работе [9]. Ассимиляция данных ТПМ осуществлялась посредством коррекции потока тепла в верхнем слое ².

<u>Реанализ СМЕМS (массив 4</u>). Данный продукт *BLKSEA_MULTIYEAR_PHY_*007_004 морской службы *Copernicus* представляет собой среднесуточные гидродинамические поля Черного моря с 01.01.1993 по 30.06.2021 гг., полученные на основе реанализа. Для промежутка времени до конца 2018 г. эти поля анализировались ранее в работе [3]. Гидродинамическое ядро реанализа основано на модели общей циркуляции океана *NEMO v4* и ее конфигурации для бассейна Черного моря с горизонтальным разрешением $1/27^{\circ} \times 1/36^{\circ}$ на 31 вертикальном уровне. В качестве атмосферного форсинга используются атмосферные поля *ERA-5* системы *ECMWF* с пространственным разрешением $1/4^{\circ}$ и временным разрешением 1 ч. В текущей конфигурации для расчета реанализа закрыта граница в проливе Босфор. Ассимиляция данных осуществлялась на основе вариационной схемы 3DVAR, для реализации которой использовалась программа *OceanVar* [13, 14]. При выполнении реанализа ассимилировались данные *in situ* измерений температуры и солености из наборов *SeaDataNet* и *CMEMS* и спутниковые данные вдоль трековых аномалий уровня морской поверхности (*CMEMS*).

Отметим, что основная разница между массивами 3 и 4 заключается, вопервых, в процедуре ассимиляции данных: для реконструкции массива 3 использовалась оригинальная процедура, разработанная в МГИ, суть которой представлена выше. Различаются также версии используемых моделей, параметры расчетных сеток. Кроме того, в реанализе МГИ (массив 3) бассейн Мраморного моря также учитывается в расчетах, что должно отразиться на характеристиках водообмена через пролив Босфор. По-видимому, ввиду различия размеров ячеек расчетной сетки можно ожидать, что коэффициенты турбулентного обмена и шаг по времени при выполнении двух реанализов также будут различны, однако более подробная информация при описании массива 4 авторами не приводится.

Основные тенденции изменений поля температуры и солености Черного моря в 2000-2020 гг.

Подготовленные массивы результатов трех реанализов и данных наблюдений в отдельные месяцы, когда гидрологические зондирования более или менее равномерно покрывают акваторию Черного моря, используются далее для анализа тенденций изменений температуры и солености морской воды за последние 20 лет. Если в данных рассматриваемых реанализов наблюдаются существенные расхождения, достоверными считаются те, которые близки не менее чем в двух из них. Такой подход вызван тем, что выполненные на основе разных моделей реанализы могут давать заметный разброс в результатах ⁶ [15].

Тенденции изменений полей температуры и структуры ХПС. В работе [4] рассматриваются тенденции нагрева верхнего слоя Черного моря на основе анализа изменений средних значений температуры для горизонтов 60 м вблизи минимума температуры ХПС и 150 м на нижней границе основного пикноклина по данным трех реанализов. В данной работе процесс потепления верхнего 200-метрового слоя Черного моря будет иллюстрироваться в основном поведением ХПС.

Временной ход осредненной по площади бассейна Черного моря температуры на горизонте 5 м показан на рис. 2. Приведенный график демонстрирует явно выраженный сезонный ход приповерхностной температуры и межгодовую изменчивость ее максимальных и минимальных значений. При этом все реанализы дают близкие значения изменения температуры.



Р и с. 2. Временной ход средней по площади температуры на горизонте 5 м, полученной по трем реанализам. Красная линия соответствует массиву 3, синяя – массиву 4, желтая – массиву 2. Зеленые кружочки показывают измерения

F i g. 2. Time evolution of the area-averaged temperature at the 5 m horizon resulted from three reanalyses. Red line corresponds to array 3, blue line - to array 4, and yellow one - to array 2. Green circles denote measurements

⁶ Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge : Cambridge University Press, 2023. 2392 p. МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

Близость временного хода температуры на горизонте 5 м в разных реанализах в значительной степени определяется тем, что в каждом из них ассимилируются спутниковые наблюдения ТПМ. Поэтому в приповерхностном слое моря временной ход температуры в реанализах близок к спутниковой ТПМ (см. рис. 1 из работы [4]) и соответственно – друг к другу. До 2012 г. число минимумов средних значений приповерхностной температуры Черного моря ниже 8°С довольно велико, затем оно заметно снижается. В работе [4] приведены временные диаграммы изменения средних по горизонтальным сечениям значений температуры морской воды для всех трех реанализов. При этом все реанализы демонстрируют наличие областей воды, ограниченных изотермой 8°С, вплоть до 2012 г. с небольшими перерывами. Кроме того, хорошо видно обновление вод ХПС холодными поверхностными водами в зимнее время. Затем традиционный ХПС, ограниченный изотермой 8°С и вентилируемый во время зимней конвекции, наблюдается реже.



Р и с. 3. Временная диаграмма изменений средней по горизонтальным сечениям температуры морской воды в глубоководной части Черного моря для двух реанализов **F i g. 3.** Time diagram of changes in sea water temperature average over the horizontal cross-sections in the Black Sea deep part for two reanalysys

В настоящей работе более подробно рассмотрено поведение ХПС с 2012 г., т. е. в период наибольшего нагревания верхнего слоя Черного моря.

Согласно рис. 5 из работы [4], увеличение скорости роста температуры после 2012 г. демонстрирует линейная регрессия, построенная по данным наблюдений и всех реанализов для временных интервалов 2000–2011 и 2012–2020 гг. Для второго периода времени наблюдается практически двукратное увеличение скорости роста температуры морской воды. На рис. 3 представлены диаграммы изменения по времени средних по площади горизонтов значений температуры в верхнем 300-метровом слое для массивов данных 3 и 4. Массив 2, как показано в работе [4], дает несколько завышенные значения температуры морской воды на горизонте 60 м, примерно соответствующие глубине ядра ХПС, и не воспроизводит зимнюю конвекцию 2017 г. (рис. 3 из работы [4]). В то же время массивы 3 и 4 демонстрируют сходные изменения температуры в течение исследуемого периода времени.

В 2012 г. наблюдалась холодная зима. В результате зимней конвекции восстановился ХПС с температурой в ядре ниже 8°С. Такая температура продержалась примерно до середины 2013 г. При этом в предыдущие три года температура в ядре ХПС превышала 8°С (рис. 4).



Рис. 4. То же, что на рис. 3, для 2009–2011 гг. Fig. 4. The same as in Fig. 3, for 2009–2011

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

После 2013 г. сохраняется традиционный вентилируемый ХПС, однако значения температуры в его ядре увеличиваются до $8,5-8,6^{\circ}$ С. В 2017 г. в акватории Черного моря наблюдалась довольно холодная зима с минимальными значениями приповерхностной температуры ниже 8° С (рис. 2), что было близко к условиям зимы 2004 г. Сформировавшийся в результате зимней конвекции традиционный вентилируемый ХПС имеет существенно меньший холодозапас, чем в 2004 г. Поступившая в ХПС масса холодных вод в 2017 г. поддерживала далее этот слой с увеличивающимися значениями температуры в ядре до $8,6-8,7^{\circ}$ С к концу 2018 г. В следующем 2019 г. зимняя приповерхностная температура опустилась немного ниже 8° С, при этом ХПС, сформировавшийся в результате зимней термической конвекции, имел температуру морской воды в ядре уже $8,5^{\circ}$ С. Затем она поднялась до $8,6^{\circ}$ С к концу года.

В 2020 г. зимняя термическая конвекция не достигает 50 м, поэтому традиционный вентилируемый ХПС, который формируется поступлением поверхностных холодных вод, не возобновляется (рис. 5). Такое явление не наблюдалось за всю историю океанографических исследований в Черном море. Согласно данным массивов 3 и 4, на горизонте ~ 75 м, тем не менее, наблюдается минимум температуры со значением ~ 8,7°С. Этот слой с минимумом температуры по своей природе отличается от традиционного ХПС, вентилируемого в зимний период. Его существование обусловлено исключительно наличием теплых вод с температурой более 9°С у дна бассейна.



Рис. 5. То же, что на рис. 3, для 2020 г. Fig. 5. The same as in Fig. 3, for 2020 274 МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

Тенденции изменения полей солености. Рассмотрим тенденции изменения солености морской воды за рассматриваемый период. На рис. 6 приведены графики изменения со временем осредненной по площади глубоководной части Черного моря солености на горизонте 5 м. На этом рисунке хорошо просматривается тенденция повышения солености в поверхностном слое моря. Видно, что соленость поверхностных вод глубоководной части бассейна имеет пониженное значение в 2000-2008 гг., достигая среднегодового значения ~ 17,6 в 2006–2007 гг. Максимальное распреснение, которого поверхностные воды Черного моря достигли к 2005-2006 гг., ранее уже отмечалось по данным наблюдений, но малое количество измерений не позволяло дать достоверные количественные оценки этого состояния, хотя оценки водного баланса в атмосферных реанализах косвенно подтверждали это. Начиная с 2008 г. соленость поверхностных вод растет в массивах реанализов 3 и 4 и по данным наблюдений, доходя до 18,1–18,15 в 2019–2020 гг. Наблюдаемые изменения солености поверхностного слоя Черного моря соответствуют примерно 20-летней цикличности, которая ассоциируется с колебаниями бюджета пресных вод, поступающих в Черное море.



Р и с. 6. Временная эволюция среднемесячных значений солености морской воды на горизонте 5 м для каждого из реанализов и по имеющимся наблюдениям. Красная линия соответствует массиву 4, зеленая – массиву 3, желтая – массиву 2. Синие точки показывают результаты измерений **F i g. 6.** Temporal evolution of monthly average values of seawater salinity at the 5 m horizon for each reanalysis and based on available observations. Red line corresponds to array 4, green line – to array 3, and yellow one – to array 2. Blue points denote measurement results

По всем реанализам, представленным в данной работе, на горизонте 150 м, что примерно соответствует нижней границе пикноклина, наблюдается рост значений солености морской воды примерно на 0,2 за 20 лет (рис. 7). Тенденция непрерывного роста температуры и солености в нижних слоях основного пикноклина отмечается с начала регулярных гидрологических наблюдений в Черном море [16] и указывает на нестационарность халинного режима бассейна, связанную с поступлением соленых и теплых средиземноморских вод через пролив Босфор.



Рис. 7. То же, что на рис. 6, для горизонта 150 м **Fig. 7.** The same as in Fig. 6, for the 150 m horizon

Заключение

В настоящей работе проведено изучение тенденций изменения гидрологического режима Черного моря. Оно основано на данных реанализов, выполненных тремя различными способами, подкрепленных там, где это возможно, непосредственными наблюдениями. Анализ показал, что в результате роста средней ТПМ в акватории Черного моря (начиная с 2005 г.) наблюдается тенденция исчезновения черноморского ХПС в его традиционном понимании как подповерхностного слоя с температурой воды ≤ 8°С. Кроме того, наблюдается ускоренное потепление вод моря в пределах основного пикноклина. Сохранение отмеченных тенденций в течение 8-10 лет может привести к значительным изменениям вертикальной стратификации вод Черного моря, что, по-видимому, окажет влияние на биоресурсы бассейна. Халинный режим моря при этом характеризуется переходом от распреснения к осолонению поверхностного слоя моря в 2012-2015 гг., связанным с изменением внешнего бюджета пресных вод и долговременным повышением солености вод в основном пикноклине. В итоге можно ожидать обострения плотностной стратификации в бассейне и замедления процесса вентиляции глубинных вод в связи с медленным постоянным подъемом основного пикноклина и потеплением поверхностного слоя.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 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.
- 2. 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.
- 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

- Acceleration of Climate Change in the Upper Layer of the Black Sea / G. K. Korotaev [et al.] // Doklady Earth Sciences. 2024. Vol. 518, iss. 1. P. 1550–1555. https://doi.org/10.1134/S1028334X24602797
- 5. 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.
- 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.
- Демышев С. Г., Коротаев Г. К. Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана с неровным дном на сетке С // Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане. Москва : ИВМ РАН, 1992. С. 163– 231. EDN ZHFEIP.
- The ERA5 global reanalysis / H. Hersbach [et al.] // Quarterly Journal of Royal Meteorological Society. 2020. Vol. 146, iss. 730. P. 1999–2049. https://doi.org/10.1002/qj.3803
- Дорофеев В. Л., Сухих Л. И. Анализ изменчивости гидрофизических полей Черного моря в период 1993 – 2012 годов на основе результатов выполненного реанализа // Морской гидрофизический журнал. 2016. № 1. С. 33–48. EDN VTPCZH.
- 10. Дорофеев В. Л., Коротаев Г. К. Ассимиляция данных спутниковой альтиметрии в вихреразрешающей модели циркуляции Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2004. № 1. С. 52–68. EDN YXQYNN.
- 11. Долгопериодная изменчивость термохалинных характеристик Азовского моря на основе численной вихреразрешающей модели / А. И. Мизюк [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 5. С. 496–510. EDN XHZXAR. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2019-5-496-510
- 12. Коротаев Г. К., Лишаев П. Н., Кныш В. В. Восстановление трехмерных полей солености и температуры Черного моря по данным спутниковых альтиметрических измерений // Исследование Земли из космоса. 2016. № 1–2. С. 199–212. EDN VTOVQN. https://doi.org/10.7868/S0205961416010073
- Dobricic S., Pinardi N. An oceanographic three-dimensional variational data assimilation scheme // Ocean Modelling. 2008. Vol. 22, iss. 3–4. P. 89–105. https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.01.004
- Assimilating Along-Track Altimetric Observations through Local Hydrostatic Adjustment in a Global Ocean Variational Assimilation System / A. Storto [et al.] // Monthly Weather Review. 2011. Vol. 139, iss. 3. P. 738–754. https://doi.org/10.1175/2010MWR3350.1
- The Ocean Reanalyses Intercomparison Project (ORA-IP) / M. A. Balmaseda [et al.] // Journal of Operational Oceanography. 2015. Vol. 8, iss. 1. P. 80–97. https://doi.org/10.1080/1755876X.2015.1022329
- 16. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 4. Черное море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия. Санкт-Петербург : Гидрометеоиздат, 1991. 429 с.

Об авторах:

Коротаев Геннадий Константинович, научный руководитель ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), член-корреспондент РАН, доктор физико-математических наук, профессор, Scopus Author ID: 7004998153, ResearcherID: K-3408-2017, SPIN-код: 9861-2241, gkorotaev@gmail.com

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

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, ORCID ID: 0000-0001-7979-8235, Scopus Author ID: 16411510200, ResearcherID: G-1050-2014, SPIN-код: 7144-1950, viktor.dorofeev@mhi-ras.ru МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025 277

Мизюк Артем Игоревич, ведущий научный сотрудник, отдел динамики океанических процессов, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, ORCID ID: 0000-0003-4885-354X, ResearcherID: C-6125-2016, Scopus Author ID: 36446217200, SPIN-код: 8285-8260, artem.mizyuk@mhi-ras.ru

Пузина Оксана Сергеевна, младший научный сотрудник, отдел динамики океанических процессов, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), ORCID ID: 0000-0002-1637-4475, Scopus Author ID: 57205120208, SPIN-код: 2207-4617, oksana_puzina@mhi-ras.ru

Холод Антон Леонидович, научный сотрудник, отдел динамики океанических процессов, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат технических наук, Scopus Author ID: 55632951600, ORCID ID: 0000-0003-4694-8406, ResearcherID: ABA-3482-2020, SPIN-код: 3978-3077, antonholod@mail.ru УДК 551.509.3+551.2.02+551.556.8+551.553.8 EDN: AMVTQB

Оценка промежутка стационарности поля ветрового волнения

Я. В. Сапрыкина [⊠], Б. В. Дивинский, М. Н. Штремель, О. А. Ликутова

Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия Saprykina@ocean.ru

Поступила в редакцию 07.11.2024; одобрена после рецензирования 26.11.2024; принята к публикации 13.03.2025.

Аннотация

Цель. Поле ветровых волн нестационарно из-за изменчивости факторов волнообразования, таких как ветровое воздействие и непрерывно протекающие процессы нелинейных взаимодействий волн. Однако во многих практических задачах предполагается, что процесс волнения, описываемый некоторой временной записью волнения, является квазистационарным. В мировой практике нет общепринятой длины волновой записи, для которой бы выполнялись условия однородности и стационарности поля волн. Поэтому основной целью работы является оценка промежутка стационарности поля волн на основе данных натурных прямых контактных измерений, проведенных на Черном море в различные годы и сезоны на глубокой воде и в прибрежной зоне. Методы и результаты. Для анализа использовались данные двух натурных долговременных экспериментов, проведенных в Черном море. Волнение в открытом море измерялось с помощью Directional waverider buoy, в прибрежной зоне буем Spoondrifter spotter и контактным струнным волнографом резистентного типа, установленным на специализированной морской эстакаде у берега. Применялись методы спектрального анализа. В качестве характеристики однородности встрового волнения рассматривалась ширина спектрального пика, определенная как параметр пиковатости. Волновые записи с повышенными значениями параметра пиковатости, характеризующиеся узкополосным спектральным распределением, были отнесены к случаям квазистационарного волнения с однородным спектральным составом, приближающимся к регулярному волновому процессу. В результате были получены характерные временные интервалы, для которых возможно принять поле волн однородным и близким к стационарному.

Выводы. Вне зависимости от условий волнообразования промежуток стационарности волнения в Черном море может быть принят равным 8–12 мин. Эти оценки совпадают для глубоководной и прибрежной частей моря и качественно соответствуют теоретическим.

Ключевые слова: ветровые волны, параметры волн, длина записи волнения, однородность поля волн, спектр волн, промежуток стационарности

Благодарности: работа выполнена при поддержке РНФ грант № 24-27-00082.

Для цитирования: Оценка промежутка стационарности поля ветрового волнения / Я. В. Сапрыкина [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 3. С. 279–294. EDN AMVTQB.

© Сапрыкина Я. В., Дивинский Б. В., Штремель М. Н., Ликутова О. А., 2025

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

Estimation of the Stationarity Interval of Wind Wave Field

Ya. V. Saprykina [⊠], B. V. Divinsky, M. N. Shtremel, O. A. Likutova

Abstract

Purpose. The wind wave field is non-stationary due to the variability of wave formation factors such as the wind action and the processes of non-linear wave interactions. However, in many practical problems, it is assumed that the wind wave process described by some time record of waves is quasi-stationary. In world practice, there is no generally accepted length of a wave record for which the conditions of homogeneity and stationarity of the wave field would be valid. Therefore, the main purpose of the work is to estimate the interval of wave field stationarity based on the data of field contact measurements carried out in the deep-water and coastal zones of the Black Sea in different years and seasons. Methods and Results. The data of two long-term field experiments performed in the Black Sea were used for the analysis. Waves in the open sea were measured by the Directional waverider buoy, and in the coastal zone - by the Spoondrifter spotter buoy and a string wave gauge of the resistive type installed at the specialized marine trestle off the coast. The spectral analysis methods were applied. The spectral peak width defined as the peakedness parameter, was considered as a characteristic of the homogeneity of wind waves. The wave records containing high values of the peakedness parameter and characterized by a narrow-band spectral distribution, were classified as the cases of quasi-stationary waves homogeneous in their spectral composition close to regular stationary waves. As a result, the characteristic time intervals were obtained, for which the wave field could be assumed to be homogeneous and quasi-stationary.

Conclusions. Regardless of the conditions of wave formation, the interval of wave stationarity in the Black Sea can be taken equal to 8–12 minutes. These estimates are the same for the deep-water and coastal parts of the sea, and qualitatively correspond to the theoretical ones.

Keywords: wind waves, wave parameters, wave record length, wave field homogeneity, wave spectrum, stationarity interval

Acknowledgements: The study was carried out with the support of RSF grant No. 24-27-00082.

For citation: Saprykina, Ya.V., Divinsky, B.V., Shtremel, M.N. and Likutova, O.A., 2025. Estimation of the Stationarity Interval of Wind Wave Field. *Physical Oceanography*, 32(3), pp. 297-311.

Введение

Знание основных параметров ветрового волнения и закономерностей их пространственно-временной изменчивости является актуальным для широкого круга задач, связанных с вопросами прогноза волнения, оценки воздействия на гидротехнические объекты в прибрежной зоне, минимизации возможных эксплуатационных рисков при проведении морских операций и пр. Поле ветровых волн нестационарно из-за изменчивости факторов волнообразования, прежде всего таких, как ветровое воздействие и непрерывно протекающие процессы нелинейных взаимодействий волн. Однако во многих практических задачах, чтобы определить статистические свойства волн, делаются предположения, что процесс волнения, описываемый временной записью волнения, является стационарным (или квазистационарным). Это означает, что статистические свойства волнения не зависят от начала времени измерения. Требование стационарности необходимо, например, для описания распределения вероятности высот волн, представляющего собой долю времени, в течение которого МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025 280

высоты волн, измеренные во временном ряду, не превышаются. Временной промежуток стационарности волнения важен также при верификации спутниковых измерений волн по контактным данным в условиях несовпадения момента пролета спутника и времени регистрации волн. Однако в действительности волнение можно считать стационарным только в течение ограниченного периода в месте сбора данных. Как отмечается в международном «Руководстве для береговых инженеров», ветровые волны можно считать приблизительно стационарными только в течение нескольких часов (3 ч или меньше), после чего их свойства, как ожидается, изменятся ¹.

На временном промежутке стационарности характеристики записи волнения не должны сильно меняться, если запись была немного короче или длиннее и выборка была начата на некоторую долю времени раньше или позже. Если приведенные выше предположения не выполняются, это означает, что волнение нестационарно и не может быть охарактеризовано простым статистическим описанием.

С точки зрения статистического описания реальное нерегулярное волновое поле полностью характеризуется двумерным частотно-направленным спектром [1]. Спектр морской поверхности не имеет строгой математической формы, однако в практике океанографических исследований применяются различные эмпирические модели, аппроксимирующие спектр волнения. Они называются параметрическими моделями спектра и полезны для обычных инженерных приложений. Одной из наиболее удачных и широко применяемых аппроксимаций частотного спектра поверхностного волнения является спектр JONSWAP, предложенный в 1973 г. по результатам натурных наблюдений в Северном море и в обобщенном виде записывающийся в виде [2]

$$S(f) = \frac{\alpha g^2}{(2\pi)^4} f^{-5} \exp\left(-\frac{5}{4} \left(\frac{f}{f_{\rm m}}\right)^{-4}\right) \gamma^{\exp\left(-\frac{1}{2\sigma^2} \left(\frac{f}{f_{\rm m}}-1\right)^2\right)},$$

где α – постоянная Филлипса ($\alpha = 0,0081$); f_m – частота максимума спектра; γ – параметр формы (peak enhancement coefficient). Параметр у является крайне важной характеристикой спектра, контролирующей его форму и обусловливающей распределение волновой энергии в частотном диапазоне.

На рис. 1 приведен пример спектров поверхностного волнения и соответствующих JONSWAP-аппроксимаций. Экспериментальные спектры получены на Черном море волнографом Datawell Waverider [3]. Для ветровых волн, спектры которых представлены на рис. 1, a и b, значительные высоты волн h_s и частоты пика спектра f_p одинаковы (~2,6 м и 0,15 Гц соответственно), но параметры формы у различаются (2,6 и 5,1).

Другими словами, из рис. 1 следует, что при одинаковых интегральных характеристиках волнения (h_s и f_p) распределение спектральной энергии по частотам существенно различается. Можно сказать, что при большем параметре у наблюдается концентрация волновой энергии в области основного максимума спектра. При отсутствии одиночных аномальных по высоте волн в записи волнения это означает, что волнение однородно по спектральному составу, так

¹ Coastal engineering manual / U. S. Army Corps of Engineers. 2004. URL: https://coastalengineeringmanual.tpub.com (date of access: 10.05.2025). МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

как имеет преимущественно одну частоту и может рассматриваться как близкое к регулярному стационарному волнению. Приведенный пример также показывает, что высота или период не могут служить показателями регулярности (однородности, стационарности) волнения, так как ничего не говорят о его спектральном составе. Ширина спектра, косвенно характеризующаяся параметром формы γ является достаточно информативным показателем и используется, например, при оценке распределения высот волн [4]. Заметим, что при спектральном анализе записи волнения важно, чтобы эта запись удовлетворяла также предположениям стационарности поля волн. Например, «Руководство для береговых инженеров» ¹ рекомендует использовать для спектрального анализа волновые записи длиной от 17 до 68 мин.



Рис. 1. Экспериментальные спектры ветрового волнения и их аппроксимации спектром *JONSWAP* при $h_s = 2,6$ м, $f_p = 0,15$ Гц, $\gamma = 2,6$ (*a*) и $\gamma = 5,1$ (*b*) Fig. 1. Experimental spectra of wind waves and their approximations by the *JONSWAP* spectrum at $h_s = 2.6$ m, $f_p = 0.15$ Hz, $\gamma = 2.6$ (*a*) and $\gamma = 5.1$ (*b*)

В международной инженерной практике существует понятие «промежуток квазистационарности» волнового процесса, принимаемый равным 20 мин и соответствующий неизменным внешним факторам волнообразования². Термин устоявшийся и широко используемый при проведении инструментальных наблюдений за параметрами ветрового волнения. Большинство специализированных морских волнографов регистрируют именно 20-минутные записи возвышений свободной поверхности, по которым в дальнейшем рассчитываются основные параметры волнения и проводятся статистические обобщения. Однако эти рекомендации традиционно касаются только волн на глубокой воде. Корректность использования термина «промежуток квазистационарности» для ветрового волнения в прибрежной зоне остается под вопросом. Отметим, что в некоторых случаях программное обеспечение волномерных буев может рассчитывать волновые статистики на основе более длинных, 30-минутных серий измерений (например, буй *Datawell*). В научной литературе, помимо 20-минутного ряда наблюдений, при построении спектральных и статистических характеристик волнения используют ряды волновых записей длиной 5, 6,

² Лопатухин Л. И., Бухановский А. В., Чернышева Е. С. Справочные данные по режиму ветра и волнения шельфа Баренцева и Карского морей : НД № 2-029901-01 / Российский морской регистр судоходства. Санкт-Петербург : Издательский Центр «Академия», 2013. 335 с. 282 МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025
10 и 15 мин, поскольку считается, что более длинные ряды могут быть нестационарными [5–7]. По теоретическим оценкам, интервал квазистационарности составляет от 10 до 100 характерных временны́х масштабов периодов волны τ , где 1 < τ < 10 с [5].

Помимо длины записи, точность спектральных оценок также зависит от дискретности записи (шага по времени) и метода стягивания спектрального окна в целях соблюдения баланса между степенью сглаженности спектра и детализацией его основных составляющих. При этом выбор самой формы спектрального окна оказывает незначительное влияние [8].

Как было отмечено выше, гипотеза о стационарности служит теоретической основой для оценки волновой статистики по данным натурных измерений. Неявно предполагается, что она выполняется и действительна для любого состояния моря. Однако детальная проверка на практике этого предположения по большому массиву натурных данных, соответствующих разным условиям волнообразования, никогда не проводилась. Поэтому основной целью работы является оценка промежутка стационарности поля волн на основе данных натурных прямых контактных измерений, проведенных на Черном море в различные годы и сезоны на глубокой воде и в прибрежной зоне.

Натурные данные и методы исследования

Для анализа использовались данные двух натурных экспериментов, проведенных в разное время в Черном море. Первый эксперимент проводился с 1996 по 2003 г. и охватывал все сезоны. Измерения параметров ветрового волнения были выполнены в рамках международной программы *NATO TU-WAVES*. Буй *Directional waverider* был установлен в открытом море в районе г. Геленджика. Координаты точки установки 44°30'40 с. ш., 37°58'70 в. д. Глубина места 85 м, что для всех наблюдавшихся волн (исключая высоты аномальных волн) соответствует условиям глубокой воды. Каждые три часа, а при превышении значительной высоты волн отметки в 1,5 м каждый час буй передавал 20-минутные записи возвышений уровня свободной поверхности с дискретностью 1,28 Гц. Диапазон измеренных высот волн изменялся от 0,1 до 12 м, периодов – от 2,5 до 11,4 с. Более подробное описание отдельных этапов этого эксперимента и полученных результатов можно найти в [9]. В апреле 1998 г. работа буя была переключена в режим непрерывной записи, составившей 70 ч. Эта запись была использована для детального анализа.

Второй эксперимент был проведен в сентябре – октябре 2016 г. в береговой зоне Черного моря в пос. Шкорпиловцы вблизи г. Варны. Волнение измерялось с помощью трех буев *Spoondrifter spotter*. Буй *Spoondrifter spotter* ведет запись хронограмм трех компонент его смещения с частотой 2,5 Гц. Одновременно велись измерения решеткой из четырех контактных струнных волнографов резистентного типа, установленной на специализированной морской эстакаде на расстоянии 200 м от берега.

Для анализа были использованы данные буя, заякоренного в точке 42°95'85 с. ш. и 27°90'35 в. д. на глубине 12 м, и данные струнного волнографа, расположенного на конце эстакады (глубина 4,5 м) (рис. 2). Диапазон измеренных во время эксперимента высот волн составлял от 0,1 до 3 м, периодов – от 2,5 до 10 с.

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025



Р и с. 2. Положение волновых регистрирующих приборов **F i g. 2.** Location of wave recording devices

Основные параметры волнения определялись в результате анализа частотных спектров и соответствующих моментов. Спектральные моменты представляются в виде

$$M_n = \int f^n S(f) df.$$

По ним рассчитывались значительная высота волн

$$h_s = 4\sqrt{M_0} \tag{1}$$

и средний период

$$t = M_0/M_1.$$
 (2)

В качестве характеристики нерегулярности ветрового волнения рассматривалась ширина спектрального пика, определяемая в руководстве ³ как

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{M_0 M_4 - M_2^2}{M_0 M_4}}.$$
(3)

Значения параметра ε изменяются от 0 (соответствует узкому спектру регулярного волнения) до 1, что характерно для широкого спектра, представленного нерегулярным волновым полем. Поскольку ширина спектра в формуле (3) сильно зависит от качества исходных данных, в работе [10] в качестве альтернативы был предложен параметр пиковатости спектра (*peakedness parameter*), определяемый соотношением

$$Q = \frac{2}{M_0^2} \int_0^\infty f S(f)^2 df.$$
 (4)

³ Guide to wave analysis and forecasting. Geneva : World Meteorological Organization, 2018. 208 p. (WMO-No. 702). URL: https://library.wmo.int/records/item/31871-guide-to-wave-analysisand-forecasting (date of access: 10.05.2025).

Значения параметра пиковатости Q больше единицы. Чем больше значение Q, тем более узкополосный спектр.

Как уже отмечалось во введении, узкий спектр свидетельствует о достаточно однородном по спектральному составу поле волн, близком к регулярному волнению, обладающим свойством стационарности.

Для построения спектра были использованы параметрический метод спектрального анализа (волны на глубокой воде) и построение спектра методом Уэлча с окном Хэмминга (волны в береговой зоне) [11]. Метод Уэлча усредняет спектральные оценки по перекрывающимся сегментам волновой записи. Таким образом, частотное разрешение полученных спектральных оценок определяется длиной этих отрезков. В проведенном исследовании оно было постоянным, равным 0,02 Гц и не зависело от длины волновой записи. Такое же разрешение по частоте было выбрано для параметрического метода. Были сделаны оценки влияния метода построения спектра на получаемые спектральные характеристики.

Проведенный анализ показал, что спектральные оценки практически не зависят от метода построения спектра, в частности от формы окна сглаживания, но существенно зависят от частотного разрешения. Это полностью соответствует теоретическим представлениям, изложенным в [8]. Например, частотное разрешение 0,1 Гц не дает различий в спектральных оценках при любой длине записи, так как получаемый спектр будет слишком сглаженным, широким и иметь практически одну и ту же форму. Как отмечено в [8, 11], выбор параметров спектрального оценивания определяется компромиссом между разрешающей способностью и сглаживанием спектра с учетом целевых характеристик исследуемого процесса. В нашем исследовании разрешение 0,02 Гц было выбрано таким образом, чтобы на спектре четко выявлялась вторая нелинейная гармоника, определяющая многие динамические процессы в береговой зоне моря [12].

Дополнительно для условий береговой зоны были выполнены оценки изменчивости высших волновых моментов, которые являются своеобразными показателями нелинейных взаимодействий в волнах и часто используются в инженерных и прогностических моделях, например при определении направления и величины расхода донных отложений наносов в береговой зоне [13– 15] или для оценки вероятности аномально высоких волн [16].

Рассматривались третьи волновые моменты – асимметрия относительно вертикальной оси As (англ. asymmetry), асимметрия относительно горизонтальной оси Sk (англ. skewness) – и четвертый волновой момент K (англ. kurtosis), вычисляемые по формулам, предложенным в [16; 17, р. 1726]:

$$As = \frac{\langle H(\xi)^3 \rangle}{\langle \xi^2 \rangle^{3/2}},\tag{5}$$

$$Sk = \frac{\langle \xi^3 \rangle}{\langle \xi^2 \rangle^{3/2}},\tag{6}$$

$$K = \frac{\langle \xi^4 \rangle}{\langle \xi^2 \rangle^2},\tag{7}$$

где ξ – хронограммы возвышений свободной поверхности (волны); *H* – преобразование Гильберта; угловые скобки означают осреднение по времени.

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

Результаты и обсуждение

Однородность поля волн во времени на глубокой воде

Проанализируем непрерывную 70-часовую запись буя *Datawell*. На ее основе сформируем сто сорок 30-минутных серий возвышений свободной поверхности. Для каждой 30-минутной реализации вначале берутся первые 5 минут и для этой 5-минутной записи рассчитываются спектральные характеристики. Далее будем увеличивать длину *L* хронограммы волнения до 30 мин с шагом 1 мин. Пример обработки одной 30-минутной записи приведен на рис. 3.



Р и с. 3. Возвышение свободной поверхности (a), значительные высоты волн (b), средние периоды (c), ширина спектра (d) и параметр пиковатости (e) для последовательных хронограмм длиной L **F i g. 3.** Free surface elevation (a), significant wave heights (b), average periods (c), spectrum width (d), and peakedness parameter (e) for successive chronograms of L length

Как видно из рис. 3, увеличение длины хронограммы с 5 до 30 мин несущественно влияет на рассчитанные значительные высоты волн (1) и средние периоды (2). Ширина спектра (3) (рис. 3, d) вначале увеличивается, а после L = 17 мин становится практически постоянной. При этом в абсолютном выражении параметр ε меняется довольно незначительно. По сравнению с ним параметр Q немного увеличивается при длине хронограммы L, равной 8–9 мин, и опять уменьшается при увеличении длины хронограммы до 14 мин. При увеличении длины хронограммы до 14 мин. При увеличении длины хронограммы L с 14 до 30 мин значение параметра пиковатости почти не меняется.

Такие особенности показаны только для одной конкретной серии наблюдений. Для получения статистически значимых результатов было сделано обобщение по всем имеющимся записям (сто сорок 30-минутных хронограмм волнения). На рис. 4, *а* приведены графические оценки, демонстрирующие положение среднего значения для ширины спектра, а также 10, 25, 75 и 90%-ный квантили распределений. На рис. 4, *b* показаны средние значения и 95%-ные доверительные интервалы для среднего значения (серая область). Хорошо видно, что статистические характеристики ширины спектра не зависят от длины реализации (рис. 4). Можно сказать, что ширина спектра, определяемая формулой (3), для наших целей малоинформативна и не пригодна для анализа нерегулярности волнения.



Р и с. 4. Статистические характеристики распределений значений ширины спектра (a), а также средние значения ширины спектра (b) для последовательных серий возвышений свободной поверхности длиной L **F i g. 4.** Statistical characteristics of the distributions of spectrum width values (a) as well as the average spectrum width values (b) for successive series of free surface elevations of L length



Р и с. 5. Статистические характеристики распределений значений параметра пиковатости (a), а также средние значения ширины спектра (b) для последовательных серий длиной L, равной 5, 6, ..., 30 мин **F i g. 5.** Statistical characteristics of the distributions of peakedness parameter values (a) as well as the average spectrum width values (b) for successive series of L length equal to 5, 6, ..., 30 min

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

На рис. 5 представлены аналогичные графики для параметра пиковатости Q, вычисленные по формуле (4). Как видно из рис. 5, на участке, где длина хронограммы L увеличивается с 6 до 12 мин, наблюдается достаточно резкое уменьшение среднего значения параметра пиковатости. При длине хронограммы L > 12 мин параметр Q также уменьшается, но гораздо медленнее. При длине хронограммы L > 22 мин Q почти не изменяется, что, по-видимому, связано с увеличением ширины спектра, не позволяющим детализировать его форму. Отметим также небольшой размах 95%-ных доверительных интервалов (серая область на рис. 5, b) для среднего значения.

Для расширения статистической базы исследования используем архивные данные 20-минутных записей возвышений свободной поверхности за 1998 г., которые охватывают весь диапазон наблюдаемых состояний ветрового волнения – от слабого до штормового. Общее число таких записей – 1100.



Р и с. 6. Статистические характеристики распределений значений параметра пиковатости (*a*), а также средние значения ширины спектра (*b*) для последовательных серий возвышений свободной поверхности длиной *L*

F i g. 6. Statistical characteristics of the distributions of peakedness parameter values (a) as well as the average spectrum width values (b) for successive series of free surface elevations of L length

На рис. 6 представлены результаты анализа всех этих записей. Анализ показывает, что с увеличением длины хронограммы от 7 до 20 мин параметр пиковатости уменьшается, причем этот процесс имеет двухстадийный характер: при увеличении длины хронограммы от 7 до 12 мин наблюдается быстрое убывание параметра, а при дальнейшем увеличении до 20 мин – более медленное, что согласуется с закономерностями, выявленными для непрерывной записи (рис. 6). Значения параметра Q остаются относительно высокими для длины записи примерно до 8 мин, что свидетельствует об узком спектре, позволяющем рассматривать волны как близкие к регулярным. Исходя из этого, можно заключить, что волновое поле может считаться однородным по спектральному составу за промежуток времени до 8 мин. Учитывая, что при увеличении длины записи до 12 мин значения параметра Q хотя и уменьшаются, но остаются еще высокими, можно предположить, что поле волн будет близким к однородному не более 12 мин.

288

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

Таким образом, параметр пиковатости позволяет достаточно эффективно исследовать спектральную структуру волнения с точки зрения его нерегулярности. При этом записи возвышений свободной поверхности длиной до 12 мин могут быть отнесены к случаям квазиоднородного по спектральному составу волнения и условно рассматриваться как близкие к стационарному волнению. Заметим, что полученные результаты не зависят от условий волнообразования и степени развития ветрового волнения.

Однородность поля волн во времени в береговой зоне моря

Результаты, полученные в предыдущем разделе для волн на глубокой воде, полностью подтверждаются для волн в береговой зоне моря. Рассмотрим их на примере двух суточных хронограмм. Для того чтобы подробнее оценить влияние условий волнообразования были выбраны две 24-часовые записи волнения, соответствующие увеличению (3-4 ноября 2018 г.) и уменьшению (7-8 ноября 2018 г.) высоты волн (рис. 7).



Р и с. 7. Используемые для анализа хронограммы волнения, зарегистрированные буем Spoondrifter в береговой зоне Черного моря 3-4 (a) и 7-8 (b) ноября 2018 г.

F ig. 7. Wave chronograms recorded by the Spoondrifter buoy in the Black Sea coastal zone on November 3-4(a) and 7-8(b) in 2018, and used for analysis

Поскольку буй меняет свое положение относительно якоря в зависимости от направления ветра и течения, то для оценки влияния его подвижности на получаемые данные были использованы синхронные записи возвышений свободной поверхности стационарного струнного волнографа, расположенного на конце эстакады на глубине 4,5 м, за 7-8 ноября 2018 г.

На рис. 8 представлены изменения значительной высоты волн, среднего периода и параметра О в зависимости от длины записи, используемой для оценки, для буя и стационарного волнографа.

Видно, что увеличение длины записи слабо влияет на получаемые значения высоты волн и среднего периода. При увеличении длины записи более 12 мин различия минимальны. Так же, как и для волн на глубокой воде, параметр пиковатости спектра резко уменьшается с увеличением длины записи примерно с 7-9 до 12 мин и далее изменяется незначительно. Наблюдающиеся изменения при длине записи менее 8 мин (рис. 8, а и b) могут быть связаны с особенностями этой конкретной записи. Возможно, ее длина слишком мала, чтобы минимизировать влияние подвижности буя, поскольку такие изменения не наблюдаются для измерений струнным волнографом. Эти отклонения не наблюдаются и при осреднении по всем реализациям. МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025 289



Рис. 8. Зависимости значительной высоты волн, среднего периода и параметра пиковатости спектра от длины хронограммы *L* по данным буя 3 (*a*) и 7 (*b*) ноября 2018 г. и стационарного волнографа 7 ноября 2018 г. (*c*)

F i g. 8. Dependences of significant wave height, average period and spectrum peakedness parameter on the chronogram length L based on the buoy data from November 3 (*a*) and 7 (*b*), 2018 and the stationary wave recorder data from November 7, 2018 (*c*)

Средние значения параметра пиковатости для выбранных 24-часовых записей приведены на рис. 9.



Р и с. 9. Зависимость средних значений параметра пиковатости спектра Q от длины L последовательных серий возвышений свободной поверхности в береговой зоне моря **F i g. 9.** Dependence of the average values of spectrum Qpeakedness parameter upon the L length of successive series of free surface elevations in the Black Sea coastal zone

Как и в случае волн на глубокой воде (см. рис. 6), уменьшение параметра пиковатости с увеличением длины хронограммы происходит на двух основных временных отрезках: быстрое убывание при увеличении длины записи от 6 до 12 мин и более медленное при дальнейшем увеличении длины записи до 20 мин. Абсолютные значения параметра О остаются относительно высокими (узкий спектр) для записей длиной менее 8 мин. что позволяет считать волновое поле однородным по спектральному составу примерно 8 мин или квазиоднородным не более 12 мин. Увеличение длины записи до более чем 20 мин не позволяет выявить особенности формы спектра и дает почти одинаковые значения параметра *Q*.

Таким образом, независимо от условий волнообразования и распространения волн (глубокая вода или береговая зона) приблизительное время однородности и, следовательно, стационарности записи возвышений свободной поверхности будет около 8 мин. Длину записи до 12 мин можно приближенно считать однородной (квазистационарной). Полученные оценки полностью соответствуют теоретическим [5]. Действительно, так как рассмотренные волновые условия имели характерный временной период (период пика спектра) от 5 до 7 с, то, согласно теоретическим оценкам, максимальное время квазистационарности будет составлять 100 характерных периодов, или от 500 до 700 с, т. е. примерно от 8 до 12 мин.

Анализ высших спектральных моментов

Рассмотрим, как влияет длина записи на получаемые оценки высоты волн, среднего периода и значения высших волновых моментов, определяющих форму волн, на примере суточной записи затухающего волнения, сделанной буем 7–8 ноября 2018 г. (рис. 10, 11).



Рис. 10. Изменение значительной высоты волны (*a*) и среднего периода волнения (*b*) по хронограммам разной длины для 24-часовой записи 7–8 ноября 2018 г. Fig. 10. Changes in significant wave height (*a*) and average wave period (*b*) based on the chronograms of different lengths for a 24-hour record made on November 7–8, 2018

В целом тенденции изменения выбранных волновых параметров за 24 ч, полученные по хронограммам разной длины, одинаковые. Однако чем меньше МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025 291 длина хронограммы, выбранной для оценки, тем больше абсолютные изменения для всех параметров. При увеличении длины записи, используемой для вычисления, разброс абсолютных значений уменьшается. Так, разброс значений для записей длиной 5 и 30 мин составляет до 10 % в изменении высоты и до 50 % в изменениях среднего периода волн независимо от стадии затухания волнения. Значения выбранных параметров волн, вычисленные по записям длиной от 10 до 20 мин, близки и различаются в пределах 2–3 %. Значения, полученные по 30-минутным записям, более сглаженные.

Параметры формы волны, например волновая асимметрия относительно вертикальной и горизонтальной осей, получаемая по 30-минутным хронограммам, практически не принимает отрицательных значений, что может привести к некорректным оценкам направления переноса наносов.



Р и с. 11. Изменение волновой асимметрии, описываемой формулами (5)–(7), вычисленной по хронограммам разной длины для 24-часовой записи 7–8 ноября 2018 г.: a - As; b - Sk; c - K **F i g. 11.** Change in wave asymmetry described by formulas (5)–(7) and calculated using the chronograms of different lengths for a 24-hour record made on November 7–8, 2018: a - As; b - Sk; c - K

Выводы

Результаты исследования показали, что вне зависимости от условий волнообразования промежуток стационарности волнения в Черном море может быть принят равным 8–12 мин. Для глубоководной и прибрежной частей моря эти оценки совпадают. Их качественное соответствие теоретическим оценкам позволяет предположить универсальность этого результата для всего Мирового океана.

Оценки высших волновых моментов и формы спектра нерегулярного волнения с помощью параметра пиковатости Q демонстрируют бо́льшую изменчивость, если рассчитаны по волновой записи, не превышающей длины промежутка стационарности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Longuet-Higgins M. S., Cartwright D. E., Smith N. D. Observation of the directional spectrum of sea waves using the motions of a floating buoy // Ocean Wave Spectra : proceedings of a conference. Easton, Maryland, 1961. P. 111–132.
- Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP)' / K. Hasselmann [et al.] // Erganzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift Reihe A. 1973. A(8⁰), nr. 12. Hamburg : DHI, 95 p.
- Дивинский Б. В. Результаты измерений параметров поверхностных волн с помощью буя в районе г. Геленджик // Динамические процессы береговой зоны моря. Москва : Научный мир, 2003. Раздел 3.1. С. 70–91.
- Tayfun M. A. Effects of spectrum band width on the distribution of wave heights and periods // Ocean Engineering. 1983. Vol. 10, iss. 2. P. 107–118. https://doi.org/10.1016/0029-8018(83)90017-3
- Ефимов В. В., Полников В. Г. Численное моделирование ветрового волнения. Киев : Наукова думка, 1991. 238 с.
- Трубкин И. П. Методика расчета и некоторые результаты определения двумерного энергетического спектра случайного поля поверхностных волн в прибрежной зоне моря // Экологические системы и приборы. 2003. № 9. С. 47–53.
- Вапняр М. У., Татлыева З. И. О характере многолетнего распределения высот волн на Каспийском море // Труды ГОИН. 1989. Вып. 188. С. 132–137.
- 8. *Дженкинс Г., Ваттс Д.* Спектральный анализ и его приложения. Вып. 1. Москва : Мир, 1971. 316 с.
- Экстремальное волнение в северо-восточной части Черного моря в феврале 2003 г. / Б. В. Дивинский [и др.] // Океанология. 2003. Т. 43, № 6. С. 948–950. EDN OOGQSB.
- Goda Y. Numerical Experiments on Wave Statistics with Spectral Simulation // Report of the Port and Harbour Research Institute. 1970. Vol. 9, no. 3. P. 3–57.
- 11. *Marple Jr. S. L.* Digital spectral analysis with applications. Englewood Cliffs, N. J. : P T R Prentice-Hall, 1987. 492 p.
- 12. Сценарии нелинейной трансформации волн в береговой зоне моря / Я. В. Сапрыкина [и др.] // Океанология. 2013. Т. 53, № 4. С. 476–485. EDN QMFYYD. https://doi.org/10.7868/S0030157413040126
- Bailard J. A. An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1981. Vol. 86, iss. C11. P. 10938–10954. https://doi.org/10.1029/JC086iC11p10938
- Ruessink B. G., van den Berg T. J. J., van Rijn L. C. Modeling sediment transport beneath skewed asymmetric waves above a plane bed // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2009. Vol. 114, iss. C11. C11021. https://doi.org/10.1029/2009JC005416

- Saprykina Y. The influence of wave nonlinearity on cross-shore sediment transport in coastal zone: experimental investigations // Applied Sciences. 2020. Vol. 10, iss. 12. 4087. https://doi.org/10.3390/app10124087
- Relation between occurrence probability of freak waves and kurtosis/skewness in unidirectional wave trains under single-peak spectra / Lei Wang [et al.] // Ocean Engineering. 2022. Vol. 248. 110813. https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2022.110813
- Elgar S. Relationships involving third moments and bispectra of a harmonic process // IEEE Transactions on Acoustics, Speech, and Signal Processing. 1987. Vol. 35, no. 12. P. 1725– 1726. https://doi.org/10.1109/TASSP.1987.1165090

Об авторах:

Сапрыкина Яна Владимировна, кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), Scopus Author ID: 57217957923, ORCID ID: 0000-0003-0357-0773, SPIN-код: 7894-8108, saprykina@ocean.ru

Дивинский Борис Васильевич, кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория геологии и литодинамики, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), кандидат географических наук, ORCID ID: 0000-0002-2452-1922, Scopus Author ID: 6508359174, ResearcherID: C-7262-2014, SPIN-код: 2027-8359, divin@ocean.ru

Штремель Маргарита Николаевна, кандидат географических наук, старший научный сотрудник, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), Scopus Author ID: 55844240900, ORCID ID: 0000-0003-0045-0282, SPIN-код: 2217-7886, shtremel@ocean.ru

Ликутова Ольга Андреевна, кандидат географических наук, младший научный сотрудник, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), Scopus Author ID: 57104743100, ORCID ID: 0000-0002-7013-339X, SPIN-код: 6475-2449, olga.ku-ocean@yandex.ru УДК 551.556 EDN: VWXMSB

Индекс апвеллинга в прибрежной зоне Южного берега Крыма в Черном море

И. Г. Шокурова ¹ [∞], Т. В. Пластун ¹, Ю. В. Симонова ¹, В. Ю. Касьяненко ²

¹ Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия ² Крымский федеральный университет имени В. И. Вернадского, Симферополь, Россия ⊠ igshokurova@mail.ru

Поступила в редакцию 18.11.2024; одобрена после рецензирования 29.11.2024; принята к публикации 13.03.2025.

Аннотация

Цель. Цель исследования – анализ ветровых условий, приводящих к возникновению прибрежных апвеллингов у Южного берега Крыма (Кацивели) в Черном море на основе расчетов ветрового индекса апвеллинга.

Методы и результаты. Использовались 6-часовые данные реанализа ERA5 о компонентах скорости приземного ветра, данные многолетних измерений температуры морской воды и возлуха у берега в Капивели (1992–2021 гг.), а также спутниковые карты температуры поверхности моря. Индекс апвеллинга вычислялся на основе расчета экмановского переноса, возникающего в результате действия вдольберегового ветра. Индекс считался положительным, если перенос направлен в море. Для района Кацивели это условие соответствует ветрам с западной составляющей в векторе скорости. Отрицательные значения индекса и перенос воды к берегу соответствуют ветрам восточных направлений. Расчеты индекса показали: наиболее благоприятные ветровые условия для возникновения апвеллинга наблюдаются зимой (в декабре и январе) и летом (в июне и июле), что обусловлено высокой повторяемостью ветров западных направлений. Максимальное значение индекса апвеллинга отмечается в июне. Для этого месяца анализировалась статистическая связь между среднемесячными значениями индекса апвеллинга, температуры воды, числа апвеллингов, повторяемости и скорости западных ветров. Получено, что межгодовая изменчивость величины ветрового индекса апвеллинга в июне соответствует изменчивости числа апвеллингов. Коэффициент корреляции между временными рядами среднемесячных значений индекса апвеллинга и числа измерений, при которых температура воды была пониженной (апвеллинг), составил 0,88. В годы с высокой повторяемостью и скоростью ветров западных направлений число апвеллингов увеличивалось, а в годы, когда преобладали ветры восточных направлений, оно было минимальным. Анализ изменчивости ветрового индекса и температуры морской воды по 6-часовым данным показал, что высокие положительные значения индекса соответствуют началу апвеллинга, а смена знака индекса на отрицательный - его прекращению.

Выводы. Хорошее соответствие изменчивости ветрового индекса и числа измерений при низкой температуре воды летом показывает возможность использования индекса для изучения ветровых условий, приводящих к развитию апвеллингов, и выполнения прогнозов их возникновения.

Ключевые слова: прибрежный апвеллинг, индекс апвеллинга, температура морской воды, скорость ветра, направление ветра, Кацивели, Южный берег Крыма, Черное море

© Шокурова И. Г., Пластун Т. В., Симонова Ю. В., Касьяненко В. Ю., 2025

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

Благодарности: работа выполнена в рамках тем государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ: FNNN-2024-0014 и FNNN-2024-0016.

Для цитирования: Индекс апвеллинга в прибрежной зоне Южного берега Крыма в Черном море / И. Г. Шокурова [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 3. С. 295–309. EDN VWXMSB.

Original article

Upwelling Index at the Southern Coast of Crimea in the Black Sea

I. G. Shokurova ^{1, ⊠}, T. V. Plastun ¹, Yu. V. Simonova ¹, V. Yu. Kasianenko ²

¹ Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia ² V. I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol, Russia igshokurova@mail.ru

Abstract

Purpose. The purpose of the study is to analyze wind conditions leading to the occurrence of coastal upwelling events off the Southern coast of Crimea (Katsiveli) in the Black Sea based on the calculations of wind upwelling index.

Methods and Results. The 6-hour ERA5 reanalysis data on the surface wind speed components, the long-term measurement data on seawater and air temperature near the coast in Katsiveli (1992–2021), as well as the satellite maps of sea surface temperature are used. The upwelling index is calculated based on the Ekman transport arising from the action of along-coastal wind. The index is considered to be positive if the transport is directed to the sea. For the Katsiveli area, this condition corresponds to the winds with a western component in the velocity vector. The index negative values and water transport directed to the coast correspond to the eastern winds. The index calculations have shown that the most favorable wind conditions for an upwelling event are observed in winter (December and January) and summer (June and July), that is conditioned by high frequency of the western winds. The maximum value of upwelling index is noted in June. The statistical relationship between the monthly average values of upwelling index, water temperature, upwelling number, frequency and speed of westerly winds is analyzed for this month. It is found that the interannual variability of wind upwelling index value in June corresponds to that of the upwelling number. The correlation coefficient between the time series of monthly average values of the upwelling index and the number of measurements during which the water temperature was low (upwelling), is 0.88. During the years characterized by high frequency and speed of the western winds, the upwelling number increased, whereas when the eastern winds were predominant, it was minimal. Analysis of the variability of wind index and seawater temperature based on the 6-hour data shows that the index high positive values correspond to the onset of upwelling, and a change of the index sign to negative means its cessation.

Conclusions. Good agreement between the wind index variability and the number of measurements at low water temperature in summer demonstrates the index potential for studying the wind conditions resulting in the development of upwelling events, as well as for forecasting their occurrence.

Keywords: coastal upwelling, upwelling index, sea water temperature, wind speed, wind direction, Katsiveli, Southern coast of Crimea, Black Sea

Acknowledgements: The study was carried out within the framework of state assignments of FSBSI FRC MHI: FNNN-2024-0014 and FNNN-2024-0016.

For citation: Shokurova, I.G., Plastun, T.V., Simonova, Yu.V. and Kasianenko, V.Yu., 2025. Upwelling Index at the Southern Coast of Crimea in the Black Sea. *Physical Oceanography*, 32(3), pp. 312-325.

Введение

Акватория Черного моря, прилегающая к Южному берегу Крыма, является зоной природной морской экосистемы [1], а также районом развития аквакультуры [2]. Продуктивность морских вод зависит от концентрации биогенных элементов в верхнем фотическом слое моря [3]. Так как крупных рек в этом районе нет, то обогащение поверхностных вод биогенными элементами может происходить за счет поступления из глубоких слоев моря, где их концентрация более высокая [4]. Зимой верхний слой моря хорошо перемешан вследствие сильного ветра и зимней конвекции и обогащен питательными веществами [5] по всей акватории моря. Летом перемешивание вод ослаблено [6]. В это время значительно возрастает роль берегового апвеллинга, который является важным фактором, обеспечивающим подъем глубинных вод к поверхности [7]. Сведения о частоте появления апвеллингов, влияющих на условия обитания морских организмов, могут использоваться при анализе результатов мониторинга жизнедеятельности морской экосистемы, который ведется у берегов Крыма [8, 9]. Кроме того, Южный берег Крыма является известной курортной зоной, поэтому знание связанных с апвеллингом особенностей и интенсивности изменений температуры воды в летнее время также представляет интерес для исследований [10].

Апвеллинг определяется как подъем воды с нижележащих горизонтов на поверхность моря. Согласно классической теории Экмана, сформулированной для глубокого моря, прибрежный апвеллинг может вызываться ветром, направленным вдоль побережья, находящегося от него слева (в Северном полушарии) или справа (в Южном полушарии). В этом случае экмановский перенос, ортогональный ветру и направленный от берега, перемещает верхний слой воды в сторону моря, вызывая компенсационный подъем глубинных вод [11]. Шельф у Южного берега Крыма узкий, с быстрым увеличением глубины (рис. 1), поэтому апвеллинг здесь вызывают вдольбереговые ветры. В районе Кацивели это ветры западных направлений. Возникновение апвеллинга и его пространственный и временной масштаб зависят от скорости ветра и продолжительности его действия, сезонной стратификации вод и динамических процессов в море [12–14].

В зимнее время апвеллинги в Черном море не фиксируются по температуре, так как верхний слой моря перемешан [6]. Летом береговые апвеллинги хорошо заметны по температуре воды – более низкой в сравнении с окружающими теплыми водами [15–17]. В районе Южного берега Крыма область воды с низкой температурой может распространяться в море на расстояние до 60–80 км [17, 18].

Изучению апвеллинга у берегов Крыма посвящено большое число работ. Ветровые условия возникновения апвеллингов у Южного берега Крыма изучались на основе данных береговых метеостанций [19], измерений температуры на гидрофизическом полигоне в Кацивели [20–23], судовых измерений [15], спутниковых данных [16–18], данных заякоренных буев [24]. На основе численного моделирования апвеллинги у берегов Крыма изучались в работах [18, 25, 26]. Статистика числа апвеллингов, возникающих у Южного берега Крыма, приведена в работах [17, 19, 20]. Статистика повторяемости и скорости ветров, благоприятных для апвеллинга у Южного берега Крыма, по данным реанализа *ERA5* представлена в работе [21].

Ветровые условия возникновения апвеллинга часто исследуются с использованием ветрового индекса апвеллинга, вычисляемого на основе экмановского переноса массы [27]. Этот индекс широко применяется для изучения апвеллинга в разных районах Мирового океана [28–31], в том числе и в акватории Черного моря [32]. Также существуют усовершенствованные модификации ветрового индекса [33]. Критерий развития ветрового апвеллинга с учетом скорости и направления течений в море предложен в работе [13] и применен в [14, 24]. В ряде работ используется температурный индекс апвеллинга [30]. Он определяется как разность значений температуры воды в зоне апвеллинга у берега и в открытых водах, обычно на расстоянии, позволяющем избежать влияния захваченных течениями или вихрями вод апвеллинга.

Для района Южного берега Крыма исследования условий возникновения апвеллингов с использованием индексов пока не проводились. В настоящей работе условия возникновения апвеллинга анализируются с помощью ветрового индекса апвеллинга (UI) [27]. Проводится сопоставление натурных данных о температуре верхнего слоя морской воды со значениями индекса. Использование индекса в дальнейшем может позволить уточнить особенности возникновения апвеллинга в зависимости от ветровых условий и применять его при климатических исследованиях условий функционирования экосистемы прибрежных районов Крыма.

Цель работы – расчет ветрового индекса апвеллинга и анализ эффективности его использования для изучения ветровых условий возникновения апвеллингов у Южного побережья Крыма.

Данные и методы исследования

Температура воды и воздуха. Для регистрации апвеллингов использовались:

— данные регулярных дневных (в 08:00, 14:00 и 17:00) измерений температуры морской воды T_w и воздуха T_A (°С) за июнь 1992–2021 гг., проводимых на Черноморском гидрофизическом подспутниковом полигоне Морского гидрофизического института (МГИ) РАН в Кацивели (Крым) [34]. Температура воды измеряется у берега с мостка на глубине 0,75 м;

– карты температуры поверхности Черного моря из архива сайта http://dvs.net.ru/mp/index_ru.shtml.

Апвеллинг. Апвеллинг определялся как резкое понижение температуры воды на 5 °С и более, сохраняющееся от шести часов до нескольких суток [19]. Использовались измерения *in situ* в Кацивели. Число апвеллингов учитывалось в виде суммарного числа измерений при низкой температуре воды. Это число включает измерение, при котором температура воды была резко понижена, соответствующее началу апвеллинга, и последующие измерения, при которых низкая температура сохранялась, что означает поддерживающее апвеллинг действие ветра. Повышение температуры воды и сохранение ее высоких значений означали прекращение апвеллинга.



Рис. 1. Пространственное распределение данных реанализа *ERA5* [36], по которым вычислялись характеристики ветра (черные точки). Красным квадратом обозначено положение Черноморского гидрофизического подспутникового полигона МГИ в Кацивели

F i g. 1. Spatial distribution of *ERA5* reanalysis data [36] used to calculate wind characteristics (black dots). Red square indicates the location of the Black Sea hydrophysical subsatellite polygon, MHI in Katsiveli

Ветер. В работе использовались 6-часовые данные атмосферного реанализа *ERA5* о компонентах скорости ветра u и v (м/с) на высоте 10 м за 1979–2021 гг. с пространственным разрешением $0,25 \times 0,25^{\circ}$ [35].

Характеристики ветра вычислялись для каждого 6-часового периода по данным о компонентах скорости ветра, осредненных по трем узлам сетки данных *ERA5* в морской зоне, ближайшим к Кацивели, с координатами $44,25^{\circ}$ с. ш. и $33,75; 34; 34,25^{\circ}$ в. д. (рис. 1).

Ветры с положительной зональной компонентой в векторе скорости для упрощения также будем называть ветрами западных направлений или западными ветрами, а с отрицательной компонентой – ветрами восточных направлений или восточными ветрами.

Ветровой индекс апвеллинга. Для количественной оценки ветровых условий появления апвеллинга использовался ветровой индекс апвеллинга [27], основанный на расчете зональной U^{Ek} и меридиональной V^{Ek} составляющих экмановского переноса $\mathbf{V}^{\text{Ek}} = (U^{\text{Ek}}, V^{\text{Ek}})$, м²·с⁻¹, представляющего собой интегральный по глубине поток, шириной 1 м, направленный по отношению к направлению ветра под углом 90°:

$$U^{Ek} = \frac{\tau_y}{\rho_w f}, \quad V^{Ek} = -\frac{\tau_x}{\rho_w f},$$

где $\mathbf{\tau} = (\tau_x, \tau_y)$ – напряжение трения ветра: $\tau_x = \rho_a C_d |\mathbf{v}| u$, $\tau_y = \rho_a C_d |\mathbf{v}| v$, u – зональная и v – меридиональная составляющие скорости ветра $\mathbf{v} = (u, v)$ на высоте 10 м над уровнем моря; $\rho_a = 1,2$ кг·м⁻³ – плотность воздуха; $\rho_w = 1012 \text{ кг·м}^{-3}$ – плотность морской воды; $C_D = 1,3 \cdot 10^{-3}$ – безразмерный коэф-МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025 299

фициент сопротивления морской поверхности, принимался постоянным; *f* – параметр Кориолиса.

Экмановский перенос $\mathbf{V}^{\text{Ek}} = (U^{\text{Ek}}, V^{\text{Ek}})$ направлен под углом 90° вправо от направления ветра в Северном полушарии. Если береговая линия наклонена под углом α по отношению к линии широты, то значение переноса $V^{\text{Ek'}}$ (перпендикулярного берегу) вычисляется с использованием зональной и меридиональной составляющих переноса Экмана как $V^{\text{Ek'}} = V^{\text{Ek}} \cos \alpha - U^{\text{Ek}} \sin \alpha$. В этом исследовании мы не учитываем малые наклоны береговой линии от м. Сарыч до м. Ай-Тодор (рис. 1) и предполагаем, что береговая линия направлена вдоль широты, поэтому $\alpha = 0$, а $V^{\text{Ek'}} = V^{\text{Ek}}$.

Индекс апвеллинга будем рассматривать как перенос V^{Ek} (м³·c⁻¹·км⁻¹), вычисляемый вдоль километровой полосы береговой линии [29, 30]. Кроме того, индекс апвеллинга принято определять положительным, если перенос направлен в море. В нашем случае в сторону моря направлен перенос с отрицательным знаком, поэтому индекс определим как $UI = -V^{\text{Ek}}$. Положительные значения индекса UI будут соответствовать наличию западной составляющей в векторе скорости ветра. В этом случае экмановский перенос направлен от берега и создаются условия для подъема глубинных вод (апвеллинга). Отрицательные значения индекса апвеллинга, наоборот, будут соответствовать наличию восточной составляющей в векторе скорости и указывать на то, что экмановский перенос направлен к берегу и создаются условия для опускания поверхностных вод (даунвеллинга).

Результаты и обсуждение

Сезонная изменчивость индекса апвеллинга. Расчеты индекса апвеллинга показали, что у Южного берега Крыма можно выделить два сезона, в которые ветер наиболее часто создает условия для возникновения апвеллинга, – зимний (декабрь, январь) и летний (июнь, июль) (рис. 2, a). В эти месяцы в зональной составляющей скорости ветра преобладает западное направление. Зависимость сезонной изменчивости индекса от повторяемости ветров с западной составляющей в векторе скорости хорошо видна при сопоставлении рис. 2, a и 2, b. Коэффициент корреляции между ними составляет 0,95. Несмотря на более высокую скорость ветра в декабре и январе (рис. 2, c), индекс апвеллинга по абсолютной величине в эти месяцы ниже, чем в июне (рис. 2, a). Таким образом, на сезонных временны́х масштабах повторяемость ветров, благоприятных для возникновения апвеллинга, играет более важную роль по сравнению со скоростью ветра.

Наиболее благоприятные условия для возникновения апвеллинга отмечаются в июне, когда абсолютное значение положительного индекса апвеллинга максимально (рис. 2, a). В этом месяце повторяемость ветров западных направлений превышает 60 % (рис. 2, b). В июне также наблюдается локальное по времени усиление скорости западных ветров (рис. 2, c). К августу скорость резко уменьшается.

Между тем в течение года преобладают отрицательные значения индекса апвеллинга, обусловленные ветрами с восточной составляющей в векторе

скорости (рис. 2, *a*). То есть даунвеллинг происходит чаще, чем апвеллинг, что хорошо соответствует результатам многолетних наблюдений за температурой воды, выполненных на морской стационарной платформе в Кацивели [20]. Кроме того, ветры восточных направлений во все месяцы имеют бо́льшую скорость, чем ветры западных направлений (рис. 2, *c*). Частота ветровых условий возникновения даунвеллинга максимальна в октябре (рис. 2, *a*, *b*), что также подтверждается данными наблюдений [20].



Р и с. 2. Среднемесячные значения индекса апвеллинга (*a*), повторяемость ветров западных направлений (*b*), скорость ветров западных (зеленая кривая) и восточных (черная кривая) направлений (*c*) в 1979–2021 гг. у Южного берега Крыма

F i g. 2. Monthly average values of the upwelling index (*a*), frequency of western winds (*b*), speed of western (green curve) and eastern (black curve) winds (*c*) near the Southern coast of Crimea in 1979–2021

Принимая во внимание полученную сезонную изменчивость индекса апвеллинга, межгодовая изменчивость условий возникновения апвеллинга далее анализировалась на основе данных за июнь. При этом учитывалось, что в июне:

 достигается максимум положительного индекса апвеллинга, соответствующего условиям переноса поверхностных вод от берега и подъема глубинных вод;

– отмечается наиболее высокая повторяемость ветров с западной составляющей в векторе скорости у Южного берега Крыма (рис. 2, *b*) [21];

 – апвеллинг хорошо выявляется по температуре воды [17], поскольку летом поднимающиеся из нижележащих слоев моря воды имеют температуру более низкую, по сравнению с температурой прогретых поверхностных вод;

 стратификация в термоклине, препятствующая вертикальному обмену, еще не достигает своего максимума, который отмечается августе [6].

Межгодовая изменчивость числа апвеллингов и индекса апвеллинга в июне. За исследуемый период, 1992–2021 гг., в Кацивели в июне было зарегистрировано 467 измерений, при которых температура воды соответствовала апвеллингам. Это составляет 17,3 % от всего числа измерений (2700). При этом независимых событий апвеллинга было 74. В среднем за месяц наблюдалось 2,4 независимых события апвеллинга и 15,6 измерений при пониженной температуре (табл. 1). Высокое число апвеллингов в июне было в 1993, 2000, 2001, 2005, 2011, 2021 гг. (рис. 3, *a*). Максимальное число измерений, при которых температура воды была низкой, было зарегистрировано в 2005 г. – 43. Отсутствие или малое число апвеллингов отмечалось в 1999, 2009, 2016 гг.

Среднемесячные характеристики условий апвеллинга за ию	энь 1992–2021 гг.
Monthly average characteristics of upwelling conditions for Ju	une, 1992–2021

Характеристика / Characteristic	Среднее / Average	Максимум / Maximum	Минимум / Minimum	
Число дневных измерений с пониженной температурой воды (апвеллинг) за месяц, N / Total number of daytime observations of low water temperature (upwelling) in month, N	15,6	43,0	1,0	
Температура воды, T_w , °С / Water temperature, T_w , °С	19,5	23,8	15,0	
Скорость ветров западных направлений, $V, \mathbf{m} \cdot \mathbf{c}^{-1}$ / Speed of western winds, $V, \mathbf{m} \cdot \mathbf{s}^{-1}$	3,1	5,3	2,1	
Повторяемость ветров западных направлений, P , % / Frequency of western winds, P , %	73,0	83,3	39,2	
Индекс апвеллинга, м ³ ·c ⁻¹ ·км ⁻¹ / Upwelling index, m ³ ·s ⁻¹ ·km ⁻¹	70,0	255	-107,0	



Р и с. 3. Суммарное за июнь число наблюдений с низкой температурой воды (апвеллинг) N(a); средние значения за июнь индекса апвеллинга UI(b), температуры воды $T_W(c)$, скорости V(d) и повторяемости P(e) ветров западных направлений

F i g. 3. Total number of observation of low water temperature (upwelling) N for June (a); Juneaverage values of upwelling index UI(b), water temperature $T_W(c)$, speed V(d) and frequency P(e) of western winds

Средняя температура воды в исследуемые годы в июне составляла 19,5 °С. Максимальная температура была зафиксирована в 2019 г. и в среднем за месяц составила 23,8 °С (рис. 3, с). Температура также была высокой (более 22 °С) в 2007, 2009, 2010, 2013, 2016 и 2018 гг. Минимальная средняя температура наблюдалась в 1993 и 2001 гг., и ее значение составляло 15 °С.

Наиболее частая повторяемость ветров с западной составляющей в векторе скорости (83,3%) отмечалась в 2021 г. (рис. 3, е), минимальная (39,2%) – в 2018 г. Среднемесячная скорость западных ветров достигала максимума 5,3 м·с⁻¹ в 2001 г. (рис. 3, d). Низкая скорость, 2.1 м·с⁻¹, отмечалась в 1998 г.

Превышение числа положительных значений индекса апвеллинга над числом отрицательных указывает на стабильность благоприятных для апвеллинга ветровых условий у Южного берега Крыма в июне (табл. 1, рис. 3, *b*). Максимумы числа апвеллингов в сочетании с низкой температурой воды в 2001 и 2005 гг. соответствуют максимальным положительным показателям ветрового индекса (рис. 3, *a*, *b*). Отсутствие апвеллингов в 1999 и 2016 гг. хорошо сочетается с низкими значениями ветрового индекса.

Временной ряд суммарных за месяц значений числа измерений, при которых был зафиксирован апвеллинг, имеет высокую значимую связь с индексом апвеллинга. Значение коэффициента корреляции составляет 0,88 (табл. 2). Коэффициент корреляции индекса апвеллинга со средней температурой воды равен -0.81, а со скоростью и повторяемостью ветров западных направлений составляет соответственно 0.83 и 0.89.

> Таблица 2 Table 2

Коэффициенты корреляции между временными рядами (1992–2021 гг.) числа наблюдений с пониженной температурой воды (апвеллинг) N, среднемесячных значений температуры воды T_w, индекса апвеллинга UI, скорости V и повторяемости Р ветров западных направлений в июне Correlation coefficients between the time series (1992–2021) of a number of low water temperature (upwelling) N observations, and the monthly average values of water temperature T_w , upwelling index UI, speed V and frequency P of western winds in June

Временной ряд / Time series	$T_{ m w}$	UI	V	Р
N	-0,84	0,88	0,69	0,71
$T_{ m w}$	1,00	-0,81	-0,68	-0,71
UI	-0,81	1,00	0,83	0,89

Таким образом, индекс апвеллинга хорошо описывает изменчивость ветровых условий возникновения апвеллинга по среднемесячным данным и может использоваться для климатических исследований в районах, где отсутствуют регулярные измерения.

События апвеллинга в июне 2001 и 2019 гг. Рассмотрим более подробно условия возникновения апвеллингов в отдельные годы, когда наблюдались:

- высокая скорость и повторяемость ветров западных направлений и минимальная средняя температура воды (2001 г.); МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

– низкая повторяемость ветров западных направлений и максимальная средняя температура воды (2019 г.).

Апвеллинги в июне 2001 г. В июне 2001 г. наблюдалась самая низкая средняя температура воды (15 °C) и самая высокая средняя скорость ветра (5, 3 м·c⁻¹) за исследуемый период. В этом месяце были зарегистрированы два апвеллинга (рис. 4, *c*). Первый – с резким понижением температуры с 17 до 9,3 °C развился 5 июня в течение суток при устойчивом юго-западном ветре (рис. 4, *a*). Возникновению апвеллинга предшествовало усиление ветра до 16 м·c⁻¹. При этом индекс апвеллинга принял аномально высокое значение 3600 м³·c⁻¹·км⁻¹ (рис. 4, *b*). Апвеллинг закончился 10 июня при смене направления ветра на юго-восточное.



Р и с. 4. Направление ветра (красным цветом обозначены ветры западных направлений. черным – восточных) (*a*), индекс апвеллинга *UI* (*b*), температура воды T_W (синяя линия) и воздуха T_A (голубая линия), по данным дневных измерений в Кацивели (*c*) в июне 2001 г. **F i g. 4.** Wind direction (red color indicates western winds, black color – eastern ones) (*a*), upwelling index *UI* (*b*), water temperature T_W (blue line) and air temperature T_A (light blue line) based on the daytime measurements in Katsiveli (*c*) in June 2001

Аналогичные ветровые условия (продолжительный юго-западный ветер со скоростью до 6–10 м \cdot c⁻¹) вызвали длительный (с 23 по 30 июня) апвеллинг с понижением температуры воды почти на 10 °С (рис. 4, *a*, *c*). Начинающийся апвеллинг у Кацивели хорошо виден на спутниковом снимке 24 июня (рис. 5, *a*). При кратковременном (не более полусуток) ослаблении западного ветра 26 июня было зафиксировано повышение поверхностной температуры воды у берега. При усилении западного ветра до скорости 10 м \cdot c⁻¹ 27 июня температура снова опустилась до 10 °С. Положительные значения индекса в третьей декаде июня согласуются с понижением температуры воды в эти дни (рис. 4, *b*).



Р и с. 5. Температура поверхности моря в 11:03 *GMT* 24 июня 2001 г. (*NOAA* 16) (*a*) и в 14:22 *GMT* 4 июня (*NOAA*-19) 2019 г. (*b*) из архива спутниковых карт с сайта http://dvs.net.ru/mp/index_ru.shtml

F i g. 5. Sea surface temperature at 11:03 *GMT* on June 24, 2001 (*NOAA* 16) (*a*) and at 14:22 *GMT* on June 4, 2019 (*NOAA*-19) (*b*) taken from the satellite map archive (website http://dvs.net.ru/mp/index_ru.shtml)

Апвеллинги в июне 2019 г. В 2019 г. наблюдалась максимальная для июня средняя температура воды по прибрежным измерениям – 23,8 °C (табл. 2). Единственный апвеллинг наблюдался в начале месяца, 3-5 июня (рис. 6, с). В это время температура опустилась с 22 до 14 °С. Апвеллинг был вызван резким усилением западного ветра до 5 м $\cdot c^{-1}$ (рис. 6, *a*). Понижение температуры воды 4 июня хорошо видно на спутниковом снимке (см. рис. 5, b). В оставшиеся дни месяца апвеллинг не отмечался. Северо-западный ветер, наблюдаемый сопровождался конце месяца с 27 июня, лишь В незначительным понижением температуры.



Рис. 6. То же, что на рис. 4, в июне 2019 г. **Fig. 6.** The same as in Fig. 4, June 2019

Такая ситуация с малым числом апвеллингов была связана с низкой повторяемостью ветров западных направлений (рис. 6, *a*). В течение месяца МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025 305 преобладал северо-восточный ветер, способствующий нагону теплой поверхностной воды к берегу и ее опусканию (даунвеллингу). Индекс апвеллинга большую часть месяца был отрицательным (рис. 6, *b*)

Анализ июньских данных за все годы (1992–2021 гг.) показал, что скорость ветра, приводящего к апвеллингу, в основном составляет от 5–6 м·с⁻¹ и выше при значении индекса, превышающем 520 м³·с⁻¹·км⁻¹. Такая скорость ветра соответствует результатам, полученным в работе [13]. Отметим, что с увеличением толщины прогретого слоя моря и усилением стратификации вод в термоклине в июле и августе эти значения могут увеличиваться.

По данным дневных измерений, температура воздуха в июне в основном была выше температуры воды. При отсутствии апвеллинга разница составляет 1–5 °C, при апвеллинге – увеличивается до 10 °C и более.

Заключение

В работе исследовались ветровые условия возникновения апвеллинга у Южного берега Крыма в районе Кацивели с использованием ветрового индекса апвеллинга. Индекс представляет собой величину экмановского переноса воды от берега или к берегу, зависящую от направления и скорости вдольберегового ветра.

Получено, что условия возникновения апвеллинга меняются в зависимости от сезона года. В декабре, январе, июне и июле средний индекс апвеллинга имеет положительный знак, и экмановский перенос в основном направлен от берега вследствие высокой повторяемости ветров западных направлений. Это создает благоприятные условия для развития апвеллингов. В остальные месяцы знак индекса отрицательный. преобладает экмановский перенос воды к берегу, что создает условия для развития даунвеллигов.

Сравнение межгодовой изменчивости среднемесячных значений индекса апвеллинга и числа натурных прибрежных наблюдений апвеллинга в июне показало высокую корреляцию между этими характеристиками с коэффициентом 0,88. Анализ, проведенный по 6-часовым данным наблюдений продемонстрировал хорошее соответствие между значениями индекса апвеллинга и измеренной температурой воды. Понижение температуры начинается с резкого усиления скорости ветра с западной составляющей в векторе скорости. Высокие положительные значения ветрового индекса, соответствующие высокой скорости ветра, предшествуют появлению низкой температуры воды у поверхности моря летом. Устойчивые ветры западных направлений могут поддерживать продолжительные апвеллинги. Ослабление западных ветров или смена направления ветра на восточное приводит к прекращению апвеллинга.

Результаты исследования показывают возможность использования ветрового индекса для изучения береговых экмановских апвеллингов, их прогноза, а также для климатических исследований в прибрежной зоне Южного берега Крыма. Актуальной задачей остается более детальный анализ условий возникновения апвеллинга с использованием ветрового индекса на временных масштабах часы – дни.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Biological diversity of the coastal zone of the Crimean peninsula: problems, preservation and restoration pathways / V. N. Eremeev [et al.]. Sevastopol : Institute of Biology of the Southern Seas, 2012. 92 p.
- Black Sea aquaculture: Legacy, challenges & future opportunities / F. Massa [et al.] // Aquaculture Studies. 2021. Vol. 21, iss. 4. P. 181–220. http://doi.org/10.4194/2618-6381-v21 4 05
- 3. Arrigo K. R. Marine microorganisms and global nutrient cycles // Nature. 2005. Vol. 437, iss. 7057. P. 349–355. https://doi.org/10.1038/nature04159
- Характеристики состояния и эволюции гидрохимической структуры вод Черного моря / А. В. Вареник [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 6. С. 867–892. EDN NPXXNC.
- Изменчивость толщины перемешанного слоя в Черном море и ее связь с динамикой вод и атмосферным воздействием / А. А. Кубряков [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 5. С. 449–468. EDN AIEJPU. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2019-5-449-468
- 6. Иванов В. А., Белокопытов В. Н. Океанография Черного моря. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. 212 с.
- Checkley Jr D. M., Barth J. A. Patterns and processes in the California Current System // Progress in Oceanography. 2009. Vol. 83, iss. 1–4. P. 49–64. https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.07.028
- 8. Стельмах Л. В. Методология комплексного мониторинга современного состояния фитопланктонного сообщества прибрежных вод Черного моря // Системы контроля окружающей среды. 2020. № 1. С. 21–26. https://doi.org/10.33075/2220-5861-2020-1-21-26
- 9. Развитие фитопланктона в зимне-весенний период в прибрежных водах Крыма / 3. 3. Финенко [и др.] // Морской биологический журнал. 2021. Т. 6, № 1. С. 102–114. https://doi.org/10.21072/mbj.2021.06.1.08
- Kostianaia E. A., Kostianoy A. G. Regional climate change impact on coastal tourism: A case study for the Black Sea Coast of Russia // Hydrology. 2021. Vol. 8, iss. 3. 133. https://doi.org/10.3390/hydrology8030133
- Kämpf J., Chapman P. The Functioning of Coastal Upwelling Systems // Upwelling Systems of the World. A Scientific Journey to the Most Productive Marine Ecosystems. Cham : Springer, 2016. P. 31–65. https://doi.org/10.1007/978-3-319-42524-5_2
- Jacox M. G., Edwards C. A. Effects of stratification and shelf slope on nutrient supply in coastal upwelling regions // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2011. Vol. 116, iss. C3. C03019. https://doi.org/10.1029/2010JC006547
- 13 Наблюдение цикла интенсивного прибрежного апвеллинга и даунвеллинга на гидрофизическом полигоне ИО РАН в Черном море / А. Г. Зацепин [и др.] // Океанология. 2016. Т. 56, № 2. С. 203–214. https://doi.org/10.7868/S0030157416020222
- 14. Сильвестрова К. П., Зацепин А. Г., Мысленков С. А. Прибрежные апвеллинги в Геленджикском районе Черного моря: связь с ветровым воздействием и течением // Океанология. 2017. Т. 57, № 4. С. 521–530. https://doi.org/10.7868/S0030157417040013
- Synoptic upwelling and cross-shelf transport processes along the Crimean coast of the Black Sea / G. Gawarkiewicz [et al.] // Continental Shelf Research. 1999. Vol. 19, iss. 8. P. 977– 1005. https://doi.org/10.1016/S0278-4343(99)00003-5
- Горячкин Ю. Н. Апвеллинг у берегов Западного Крыма // Морской гидрофизический журнал. 2018. Т. 34, № 5. С. 399–411. EDN YMQLYL. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2018-5-399-411
- 17. Станичная Р. Р., Станичный С. В. Апвеллинги Черного моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18, № 4. С. 195–207. https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-4-195-207

- Kubryakov A., Aleskerova A., Mizyuk A. Submesoscale features of coastal upwellings in the Black Sea: Observations and modeling // Continental Shelf Research. 2024. Vol. 279. 105291. https://doi.org/10.1016/j.csr.2024.105291
- 19. Ловенкова Е. А., Полонский А. Б. Климатические характеристики апвеллинга у побережья Крыма и их изменчивость // Метеорология и гидрология. 2005. № 5. С. 44–52.
- Куклин А. К., Куклина Н. Я., Шабалина О. А. Температура морской воды в районе океанографической платформы в Кацивели // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2014. Вып. 28. С. 186–194.
- Ветровые условия возникновения апвеллингов в районе Южного берега Крыма / И. Г. Шокурова [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 4. С. 435– 447. EDN HWSWUX.
- 22. Толстошеев А. П., Мотыжев С. В., Лунев Е. Г. Результаты долговременного мониторинга вертикальной термической структуры шельфовых вод на Черноморском гидрофизическом полигоне РАН // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36, № 1. С. 75–87. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-1-75-87
- 23. Симонова Ю. В., Станичный С. В., Лемешко Е. М. Особенности проявления аномалий температуры поверхности Черного моря в районе Южного берега Крыма // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2024. Т. 21, № 3. С. 234–243. https://doi.org/10.21046/2070-7401-2024-21-3-234-243
- 24. Сильвестрова К. П., Мысленков С. А., Репков Д. С. Система прогноза ветровых апвеллингов для российского побережья Черного моря // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2022. № 1 (383). С. 89–107. https://doi.org/10.37162/2618-9631-2022-1-89-107
- 25. *Иванов В. А., Михайлова Э. Н.* Апвеллинг в Черном море. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. 92 с.
- Полонский А. Б., Музылёва М. А. Современная пространственно-временная изменчивость апвеллинга в северо-западной части Черного моря и у побережья Крыма // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2016. № 4. С. 96–108. https://doi.org/10.15356/0373-2444-2016-4-96-108
- 27. Bakun A. Coastal upwelling indices, West Coast of North America, 1946–71. Seattle, WA, 1973. 103 p.
- Plankton response to weakening of the Iberian coastal upwelling / F. F. Pérez [et al.] // Global Change Biology. 2010. Vol. 16, iss. 4. P. 1258–1267. https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.02125.x
- González-Nuevo G., Gago J., Cabanas J. M. Upwelling index: a powerful tool for marine research in the NW Iberian upwelling system // Journal of Operational Oceanography. 2014. Vol. 7, iss. 1. P. 47–57. https://doi.org/10.1080/1755876X.2014.11020152
- New insights about upwelling trends off the Portuguese Coast: an ERA5 dataset analysis / S. Ferreira [et al.] // Journal of Marine Science and Engineering. 2022. Vol. 10, iss. 12. 1849. https://doi.org/10.3390/jmse10121849
- Variability of summer wind-driven upwelling along the Koryak Coast in the Northwestern Bering Sea based on satellite data / I. A. Zhabin [et al.] // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2022. Vol. 58, iss. 12. P. 1438–1449. https://doi.org/10.1134/S0001433822120283
- 32. *Mihailov M. E.* The Black Sea upwelling system: analysis on the western shallow waters // Atmosphere. 2024. Vol. 15, iss. 8. 999. https://doi.org/10.3390/atmos15080999
- Coastal upwelling revisited: Ekman, Bakun, and improved upwelling indices for the U. S. West Coast / M. G. Jacox [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2018. Vol 123, iss. 10. P. 7332–7350. https://doi.org/10.1029/2018JC014187
- Black Sea GIS developed in MHI / E. Zhuk [et al.] // Proceedings of SPIE. SPIE, 2016. Vol. 9688 : Fourth International Conference on Remote Sensing and Geoinformation of the Environment. (RSCy2016). 96881C. https://doi.org/10.1117/12.2241631

35. The ERA5 global reanalysis / H. Hersbach [et al.] // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2020. Vol. 146, iss. 730. P. 1999–2049. https://doi.org/10.1002/qj.3803

Об авторах:

Шокурова Ирина Геннадьевна, старший научный сотрудник, отдел океанографии. ФГБУН ФИЦ МГИ (299011. Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская. д. 2), кандидат географических наук, ORCID ID: 0000-0002-3150-8603, WOS ResearcherID: C-8223-2016, igshokurova@mail.ru

Пластун Татьяна Владимировна, младший научный сотрудник, отдел океанографии. ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), ORCID ID: 0000-0001-7685-7455, WOS ResearcherID: AAC-1888-2022, ptv63@inbox.ru

Симонова Юлия Викторовна, младший научный сотрудник, Черноморский гидрофизический подспутниковый полигон, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2). ORCID ID: 0000-0002-8075-8748, WoS ResearcherID: GYU-2700-2022, julia.simonova.0502@gmail.com

Касьяненко Валерия Юрьевна, студент, ФГАОУ ВО КФУ (295051, Россия, Симферополь, бул. Ленина, д. 5/7), valwicce@yandex.ru Научная статья

УДК 550.42 EDN: JARMVN

Накопление тяжелых металлов и распределение областей техногенных нагрузок в Балаклавской бухте: результаты многолетних исследований

К. И. Гуров [⊠], Е. А. Котельянец, Ю. С. Гурова

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия [™] gurovki@gmail.com

Поступила в редакцию 16.08.2024; одобрена после рецензирования 25.09.2024; принята к публикации 13.03.2025.

Аннотация

Цель. Оценка пространственного распределения концентраций тяжелых металлов в донных отложениях и расположения областей техногенных нагрузок в Балаклавской бухте в 2005-2019 гг. с использованием различных геохимических коэффициентов – цель настоящего исследования. *Методы и результаты.* Проанализированы пробы поверхностного слоя донных отложений (0– 5 см), отобранные в 2005, 2015, 2018 и 2019 гг. с помощью дночерпателя Петерсона. Валовое содержание элементов определялось методом рентгенофлуоресцентного анализа с использованием спектрометра «Спектроскан Макс-*G*». Для оценки вклада антропогенных источников в загрязнение донных отложений относительно фонового содержания металлов в прибрежной зоне шельфа Крымского п-ова использовались такие показатели, как уровень концентрации элемента в отложениях и индексы суммарного загрязнения, а также коэффициент обогащения и индекс геоаккумуляции. Согласно оценкам степени загрязнения донных отложений Балаклавской бухты в 2005–2019 гг., уровень загрязнения изменялся от низкого для таких элементов, как V, Сг и Ni, до высокого для Сu, Zn и Pb. Наиболее загрязненые участки отмечены для северного бассейна в его центральной и кутовой частях. Донные отложения в южном бассейне Балаклавской бухты на протяжении исследуемого периода времени оставались незагрязненными.

Выводы. Показано, что повышенный уровень загрязнения донных отложений в северном бассейне бухты является результатом комплексного воздействия природных и антропогенных факторов. Однако локализация загрязнения на территориях, расположенных вблизи источников коммунально-ливневых стоков и стоянок яхт, позволяет сделать вывод о том, что антропогенный вклад превышает естественный, а увеличение значений изучаемых индексов и параметров свидетельствует о том, что этот вклад со временем только растет.

Ключевые слова: Балаклавская бухта, донные отложения, тяжелые металлы, индексы загрязнения, коэффициент обогащения, индекс геоаккумуляции

Благодарности: работа выполнена в рамках тем государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2024-0016 «Исследование пространственно-временной изменчивости океанологических процессов в береговой, прибрежной и шельфовой зонах Черного моря под воздействием природных и антропогенных факторов на основе контактных измерений и математического моделирования» и FNNN-2025-0001 «Мониторинг концентрации CO₂ в поверхностном слое вод и атмосфере во внутренних морях России».

Для цитирования: Гуров К. И., Котельянец Е. А., Гурова Ю. С. Накопление тяжелых металлов и распределение областей техногенных нагрузок в Балаклавской бухте: результаты многолетних исследований // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 3. С. 310–330. EDN JARMVN.

Accumulation of Heavy Metals and Distribution of the Areas of Technogenic Loads in Balaklava Bay: Results of Long-Term Research

K. I. Gurov[™], E. A. Kotelyanets, Yu. S. Gurova

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia gurovki@gmail.com

Abstract

Purpose. The purpose of the study is to define the spatial distribution of heavy metal concentrations in bottom sediments and the locations of areas of technogenic load in Balaklava Bay in 2005–2019 using different geochemical coefficients and indices.

Methods and Results. The samples of the bottom sediments surface layer (0-5 cm) collected using the Peterson bottom grab in 2005, 2015, 2018 and 2019 were analyzed. The bulk content of elements was determined by the method of X-ray fluorescence analysis using the "Spectroscan MAKS-*G*" spectrometer. In order to assess the contribution of anthropogenic sources to the bottom sediments pollution relative to the background content of metals in the coastal zone of the Crimean Peninsula shelf, the following indicators were applied: the level of element concentration in sediments and the total pollution indices, as well as the enrichment factor and the geoaccumulation index. According to the estimates of the degree of bottom sediments pollution in Balaklava Bay obtained from 2005 to 2019, the pollution level varied from low for such elements as V, Cr and Ni to a high one – for Cu, Zn and Pb. The most polluted areas were noted in the northern part of the basin, namely in its central and apex parts. Bottom sediments in the Balaklava Bay basin southern part remained unpolluted throughout the period under study.

Conclusions. It has been shown that the increased level of bottom sediments pollution in the northern part of the bay is a result of the complex impact of natural and anthropogenic factors. However, the location of polluted areas near the sources of municipal and storm water runoffs, and yacht marinas allows us to conclude that the anthropogenic contribution exceeds the natural one, and an increase in the values of the studied indices and parameters testifies to the fact that this contribution grows over time.

Keywords: Balaklava Bay, bottom sediments, heavy metals, contamination factors, enrichment factor, geoaccumulation index

Acknowledgements: The study was carried out within the framework of state assignments of FSBSI FRC MHI FNNN-2024-0016 "Studies of spatial and temporal variability of oceanological processes in the coastal, near-shore and shelf zones of the Black Sea influenced by natural and anthropogenic factors on the basis of in situ measurements and numerical modelling" and FNNN-2025-0001 on theme "Monitoring of CO₂ concentrations in the surface water layer and atmosphere in the inland seas of Russia".

For citation: Gurov, K.I., Kotelyanets, E.A. and Gurova, Yu.S., 2025. Accumulation of Heavy Metals and Distribution of the Areas of Technogenic Loads in Balaklava Bay: Results of Long-Term Research. *Physical Oceanography*, 32(3), pp. 326-346.

Введение

Донные отложения представляют собой достаточно консервативную, но в то же время сложную многокомпонентную систему, которая может накапливать в себе различные химические вещества (в частности, тяжелые металлы) и являться источником вторичного загрязнения водных объектов посредством физико-химических (десорбция, диффузия, взмучивание) и биологических (биотурбация, биоирригация) процессов [1, 2]. Соединения тяжелых металлов, попадая в водную среду, вовлекаются в различные процессы перемещения

© Гуров К. И., Котельянец Е. А., Гурова Ю. С., 2025

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

и превращения под воздействием множества факторов. Опасность тяжелых металлов как загрязнителей усугубляется тем, что они в течение многих лет перераспределяются по компонентам морских экосистем, накапливаясь в гидробионтах различных звеньев пищевой цепи [3–5].

Мониторинг содержания в донных осадках загрязняющих веществ и тяжелых металлов весьма актуален для прибрежных районов Черного моря и особенно районов Крымского п-ова, известных своей курортной привлекательностью. Особый интерес представляют мониторинговые наблюдения за водными объектами, испытывающими антропогенную нагрузку, поскольку при этом может происходить как самоочищение вод, так и их вторичное загрязнение. Одним из характерных примеров замкнутой акватории, подверженной длительной интенсивной антропогенной нагрузке, является Балаклавская бухта.

Если в XX и в начале XXI в. исследования Балаклавской бухты проводились эпизодически, то в настоящее время акватория бухты изучается достаточно подробно и на регулярной основе сотрудниками Морского гидрофизического института (МГИ) РАН и Института биологии южных морей РАН [6–18]. Возросший интерес к проведению исследований в Балаклавской бухте в последние годы связан с ее активным использованием в качестве яхтенной марины, что привело к увеличению антропогенной нагрузки на экосистему бухты и, как результат, к ухудшению ее экологического состояния. На данный момент достаточно подробно исследованы океанологические, гидролого-гидрохимические характеристики [6-8] вод в бухте и прилегающей части залива Мегало-Яло, а также волнение и циркуляция вод с использованием методов математического моделирования [9–11]. В то же время за последние 10 лет проведены важные исследования физико-химических [12-16] и радиохимических [17] характеристик донных отложений. В работах [12-15] подробно изучены особенности гранулометрического состава отложений и его динамики [16]. Исследованы особенности накопления различных загрязняющих веществ органического [13, 15, 18] и неорганического [14, 17] происхождения. Выявлению корреляционных зависимостей между накоплением различных элементов, физическими (гранулометрический состав, влажность) и химическими (содержание органического вещества, карбонатность) характеристиками донных отложений посвящены работы [14, 15].

Однако мало внимания уделяется комплексному изучению пространственной изменчивости уровня загрязнения донных отложений микроэлементами, и оценке изменения уровня этого загрязнения в Балаклавской бухте во времени. Оценка пространственных изменений интенсивности техногенного загрязнения во времени важна для определения скорости и направления изменения антропогенной нагрузки на экосистему.

Согласно работе [19], общее содержание тяжелых металлов (Сг, Сu, Ni, Pb, Zn) в донных отложениях Балаклавской бухты в 2005 г. составило 558 мг/кг, что выше, чем в Севастопольской бухте (431 мг/кг) [19], в прибрежных районах Крыма (281 мг/кг) [20] и Турции (260 мг/кг) [21], а также в северо-восточной части Черного моря (163 мг/кг без учета Ni) [22]. Для сравнения: общее содержание микроэлементов в донных отложениях некоторых прибрежных районов Средиземноморья составляло 30–163 мг/кг [23–25], лагуны Аль-Харрар Красного моря – 136 мг/кг [26], шельфа Южно-Китайского моря – 312 МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025 125 мг/кг [27]. Однако полученные в Балаклавской бухте значения сопоставимы с характерными для Токийского залива (536 мг/кг) [28], Бостонской гавани (689 мг/кг) [29] и намного ниже значений, отмеченных для гавани Нью-Йорка (1270 мг/кг) [30] и отложений промышленных центров – Бирмингема в Великобритании (1090 мг/кг) [31], Баоджи в Китае (1296 мг/кг) [32] и Сеула в Южной Корее (4494 мг/кг) [33].

Действующие в настоящее время нормативы, регламентирующие уровни допустимого содержания металлов в донных отложениях, не позволяют оценить региональные особенности накопления загрязняющих веществ в донных отложениях. Провести такую оценку возможно с использованием геохимических индексов (коэффициент обогащения (КО) и индекс геоаккумуляции (I_{geo})), отображающих уровень концентрации элемента в отложениях (*CF*) относительно его фонового значения [34-36]. Поскольку, согласно [37], техногенные аномалии являются полиэлементными, то для них необходимо рассчитывать суммарные показатели загрязнения. В качестве популярных показателей, используемых для оценки загрязнения донных отложений различных прибрежных акваторий Мирового океана, используются индекс загрязнения (pollution load index, PLI) и степень загрязнения (degree of contamination, C_{deg}) [38-40]. В настоящей работе для расчета суммарных индексов загрязнения были выбраны следующие металлы: V, Cr, Ni, Cu, Zn, Pb, Sr, Fe, Mn, Ti. Такой выбор основан на том, что содержание именно этих металлов исследовалось в более ранних работах, посвященных отложениям Балаклавской [14, 15] и Севастопольской [19] бухт, а также отложениям шельфа Крыма [20].

Целью настоящей работы является выявление особенностей накопления в донных отложениях Балаклавской бухты различных микроэлементов и тяжелых металлов, оценка пространственного распределения областей техногенных нагрузок в 2005–2018 гг. с использованием различных геохимических индексов.

Материалы и методы

В работе использованы данные, полученные в ходе экспедиционных работ МГИ в Балаклавской бухте в 2005, 2015, 2018 и 2019 гг. (рис. 1). Данные о гранулометрическом составе отложений Балаклавской бухты, а также содержании в них органического углерода (Сорг) взяты из работ [12, 14, 15].

Исходя из особенностей морфометрии дна и конфигурации берегов, а также особенностей гидродинамики вод и донных отложений, акватория бухты разделяется на мелководный северный бассейн с изолированной кутовой частью в вершине бухты, центральную часть, южный бассейн и коленообразную узость, соединяющую две последние части [7].

Пробы поверхностного слоя осадков (0–5 см) отбирались дночерпателем Петерсона (площадь покрытия 0,025 м²). Для анализа содержания металлов верхний 5-сантиметровый слой осадка отбирали из центральной части дночерпателя пластиковой ложкой в предварительно маркированные полиэтиленовые пакеты на молнии. Затем пробы доставлялись в лабораторию, высушивались до постоянного веса при температуре 105 °С и гомогенизировались.



Р и с. 1. Расположение исследуемого Севастопольского региона (выделен красным прямоугольником) (a), его увеличенное изображение (красным прямоугольником обозначена Балаклавская бухта) (b), схема станций отбора проб донных отложений в Балаклавской бухте (c), районирование акватории бухты и расположение основных выпусков ливневых и канализационных вод (d) **F i g.** 1. Location of the Sevastopol region under study (highlighted in red rectangle) (a), its enlarged image (red rectangle marks Balaklava Bay) (b), scheme of the bottom sediment sampling stations in Balaklava Bay (c), zoning of the bay water area and location of the main storm and sewage water runoffs (d)

Для определения валового содержания химических элементов (Fe, Mn, Ti, V, Cr, Ni, Cu, Zn, Sr, Pb) применялся метод рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) на спектрометре «Спектроскан Макс-*G*» фирмы «Спектрон» (Россия). Данный метод анализа используется для определения валового содержания концентраций элементов от Ве до U в диапазоне от 0,0001 до 100 % в различных по происхождению веществах ¹. Для построения градуировочных графиков использовали несколько аттестованных образцов состава почв: чернозем типичный, дерново-подзолистую супесчаную, краснозем и серозем карбонатный. Для проверки правильности построения градуировочных графиков использовали контрольные образцы – государственные стандартные образцы ДСЗУ 163.1-98 и ДСЗУ 163.2-98. Для оценки воспроизводимости и точности измерений аттестованный донный осадок ДСЗУ 163.1-98 анализировали в восьми повторностях. Минимальное стандартное отклонение составило 0,003 % для MnO, максимальное – 7,62 % для Cr.

Для того чтобы оценить интенсивность накопления микроэлементов в поверхностном слое донных отложений во временные интервалы между 2005–2015 и 2015–2018 гг., были получены значения прироста в процентах по формуле $\Delta = (C_{\text{кон}} - C_{\text{нач}})/C_{\text{нач}} \cdot 100,$

¹ Методика выполнения измерения массовой доли металлов и оксидов металлов в порошковых пробах почв методом рентгенофлуоресцентного анализа М049-П/16. СПб. : ООО «НПО Спектрон», 2016. 18 с.

где Δ – прирост концентрации, %; $C_{\text{нач}}$ и $C_{\text{кон}}$ – начальная и конечная концентрации металла, мг/кг, соответственно.

Прирост концентрации для интервала 2005–2015 гг. рассчитывался как разница между значениями концентрации тяжелых металлов в 2015 и 2005 гг., а для интервала 2015–2018 гг. – в 2018 и 2015 гг.

Индекс загрязнения, характеризующий суммарный показатель состояния загрязнения металлами отложений, рассчитывался согласно работе [35]:

$$PLI = \sqrt[n]{CF_1 \cdot CF_2 \cdot CF_3 \cdot \ldots \cdot CF_n},$$

где $CF_{1,2,3,...}$ – коэффициенты загрязнения для представленных выше металлов; *n* – количество металлов в выборке (в настоящей работе *n* = 10). Для загрязненных отложений *PLI* > 1, для незагрязненных *PLI* \leq 1.

Степень загрязнения (C_{deg}) по формуле из работы [34] имеет следующий вид:

$$C_{\rm deg} = \sum_{i=l}^n CF,$$

где C_{deg} при низком уровне – менее 10, при умеренном – находится в интервале 10–20, при значительном – 20–40, при очень высоком составляет 40 и более.

Коэффициент обогащения, который отображает нормированный уровень концентрирования элемента в донных отложениях относительно его фонового содержания и позволяет оценить вклад антропогенных источников, впервые был предложен в работе [40]. Изначально в качестве индикатора использовались средние значения концентраций металлов в верхней части континентальной земной коры. Однако средние концентрации земной коры неточно отражают региональные фоновые значения, поэтому в настоящей работе для сравнения взяты средние значения концентраций металлов для прибрежных района Крыма, полученные авторами по аналогичной методике ¹ и представленные в работе [20].

В настоящей работе значение КО рассчитывалось по формуле

$$\mathrm{KO} = \frac{(\frac{\partial \pi}{\partial \pi})_{\mathrm{HH}}}{(\frac{\partial \pi}{\partial \pi})_{\mathrm{HH}}},$$

где (Эл/Эл_{инд})_{проба} – отношение концентраций химического и индикаторного элементов (в настоящей работе в качестве индикаторного элемента выбран титан) в пробе донных отложений, мг/кг; (Эл/Эл_{инд})_{фон} – отношение фоновых значений химического и индикаторного элементов, мг/кг, полученных для прибрежных районов Крымского п-ова [20]. Выбор титана в качестве индикаторного элемента также объясняется тем, что этот металл является важным основным элементом в почвах и наименее подвержен влиянию внешних факторов [41]. Использование индекса КО в качестве показателя загрязнения донных отложений широко распространено в исследованиях морских и эстуарных зон [42–46].

Интерпретация значений КО выполнена в соответствии с работой [46]: значение КО, не превышающее 1, указывает на отсутствие накопления; находящееся в диапазоне 1–3 – на незначительное накопление; 3–5 – на умеренное МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025 315 накопление; 5–10 – на умеренно-тяжелое накопление; 10–25 – на тяжелое накопление; 25–50 – на очень тяжелое накопление; более 50 – на чрезвычайно тяжелое накопление.

Индекс геоаккумуляции для оценки уровня загрязнения донных отложений был первоначально определен Г. Мюллером [36] как

$$I_{\text{geo}} = \log_2\left(\frac{\Im \pi_{\text{проба}}}{1, 5 \cdot \Im \pi_{\text{фон}}}\right),$$

где Эл_{проба} и Эл_{фон} – концентрация химического элемента в пробе донных отложений и ее фоновое значение [20], мг/кг, соответственно. Коэффициент 1,5 используется в связи с возможными колебаниями фоновых значений концентрации этого металла в окружающей среде и весьма малыми антропогенными воздействиями [47]. В зависимости от значения индекса геоаккумуляции различают следующие градации загрязнения донных осадков: $I_{geo} \leq 0$ – практически незагрязненные; 0–1 – незагрязненные – умеренно загрязненные; 1–2 – умеренно загрязненные, 2–3 – средне загрязненные; 3–4 – сильно загрязненные; 4–5 – сильно – чрезмерно загрязненные; больше 5 – чрезмерно загрязненные [36].

Коэффициенты корреляции и степень их достоверности были рассчитаны с помощью программы *Statistica*. Уровень достоверности полученных коэффициентов корреляции составил 95 %.

Результаты и обсуждение

Гранулометрический состав донных отложений. Поверхностный слой донных отложений Балаклавской бухты представлен преимущественно мелкозернистыми илистыми отложениями. Гравийно-песчаный материал накапливается в отложениях в виде локальных максимумов вблизи берега, его количество объясняется повышенным содержанием в этих районах ракушечного гравия и детрита.

Исследования [12, 14, 15] показали, что за период 2005–2018 гг. гранулометрический состав донных отложений Балаклавской бухты претерпел ряд изменений. В первую очередь за исследуемый период во фракционном составе донных отложений бухты увеличилась доля мелкодисперсного илистого материала: средняя доля илистой фракции в 2005 г. составляла 58 %, в 2015 г. она выросла до 66 %, в 2018 г. – до 76 %, что указывает на явное заиливание бухты. Кроме того, изменилось соотношение фракций илистых осадков, значительно увеличилась доля пелитового материала (в среднем по бухте 13 % в 2005 г., 50 % в 2015 г. и 62 % в 2018 г.), особенно в кутовой части северного бассейна: в 2005 г. отношение доли пелитовой фракции к алевритовой (в %) составляло 19/58, в 2015 г. – 71/17, в 2018 г. – 81/11.

Повышенное накопление илистого материала, особенно в акватории северного бассейна Балаклавской бухты, определяется совместным влиянием природных (изолированность этой части бухты от волнения открытого моря, слабая гидродинамика и циркуляция вод) и антропогенных (поступление терригенного материала и органического вещества с ливневыми и коммунальными стоками) факторов.

Среднее содержание гравийно-песчаного материала, наоборот, сократилось с 42 % в 2005 до 34 % в 2015 и 23 % в 2018 гг.

Распределение металлов в поверхностном слое донных отложений. Анализ особенностей пространственного распределения исследуемых микроэлементов в поверхностном слое донных отложений Балаклавской бухты выполнен на основе данных, полученных в 2018 г. Станции отбора проб указаны на рис. 1, *с*.

Концентрации тяжелых металлов: изменялись в широких пределах: 0,1– 0,3 % (Ti), 0,3–3,8 % (Fe), 5–76 мг/кг (V), 5–80 мг/кг (Ni), 40–123 мг/кг (Cr), 148–399 мг/кг (Mn), 10–483 мг/кг (Cu), 15–560 мг/кг (Pb), 183–803 мг/кг (Sr), 38–869 мг/кг (Zn). Пространственное распределение тяжелых металлов в слое отложений 0–5 см показано на рис. 2.



Р и с. 2. Пространственное распределение содержания Pb (*a*), Cu (*b*), Ni (*c*), Mn (*d*), Ti (*e*), Fe (*f*), Zn (*g*), Sr (*h*), V (*i*), Ni (*j*) в донных отложениях Балаклавской бухты (2018 г.) **F i g. 2.** Spatial distribution of Pb (*a*), Cu (*b*), Ni (*c*), Mn (*d*), Ti (*e*), Fe (*f*), Zn (*g*), Sr (*h*), V (*i*), Ni (*j*) contents in the bottom sediments of Balaklava Bay (2018)

Установлено, что для ряда таких микроэлементов, как Fe, Cu, Pb и Zn, максимальные концентрации отмечаются в донных отложениях северного бассейна и отдельно его кутовой северной части. Микроэлементы Mn и V накапливаются у западного берега северного бассейна (рис. 2). Повышенное содержание Cr и Ni наблюдается у восточного берега в центральной части северного бассейна, Ti – в районе коленовидной узости, а Sr – в донных отложениях южного бассейна и на выходе из бухты.

Отмечено, что повышенные концентрации исследуемых элементов наблюдаются на станциях, где преобладает мелкозернистый илистый материал. Минимальные концентрации отмечены для станций в южном бассейне, что объясняется преобладанием в этом районе гравийно-песчаных отложений, доля илистой фракции в которых составляет 20–30 % [15]. В таблице представлены коэффициенты корреляции между исследуемыми параметрами.

Коэффициенты корреляции Пирсона между концентрациями
тяжелых металлов, долевым содержанием фракций
гранулометрического состава и содержанием Сорг
Pearson correlation coefficients between the heavy metal concentrations, the shares
of granulometric composition fractions, and the Corg content

Параметры / Parameters	Fe	Mn	Cr	V	Cu	Ni	Zn	Pb	Sr	Ti
Гравий / Gravel	-0,2	-0,7	-0,3	0,0	0,0	0,2	-0,1	0,0	0,5	-0,3
Песок / Sand	-0,8	-0,5	-0,6	-0,7	-0,5	-0,8	-0,4	-0,6	0,6	-0,7
Ил / Silt	0,8	0,7	0,7	0,7	0,4	0,6	0,4	0,5	-0,7	0,7
Алеврит / Aleurite	0,4	0,1	0,5	0,4	0,6	0,6	0,4	0,4	-0,2	0,4
Пелит / Pelite	0,7	0,7	0,6	0,6	0,3	0,5	0,3	0,5	-0,7	0,7
C_{opr} / C_{org}	0,7	0,1	0,6	0,7	0,6	0,9	0,5	0,7	-0,1	0,5
Fe	1	0,8	0,9	0,9	0,7	0,6	0,6	0,8	-0,4	0,8
Mn		1	0,8	0,6	0,4	0,1	0,3	0,4	-0,6	0,8
Cr			1	0,8	0,8	0,4	0,7	0,8	-0,2	0,9
V				1	0,5	0,7	0,3	0,7	-0,4	0,7
Cu					1	0,5	0,9	0,9	-0,1	0,5
Ni						1	0,4	0,6	-0,4	0,4
Zn							1	0,8	-0,1	0,4
Pb								1	-0,2	0,6
Sr									1	-0,4
Ti										1

Примечание. Коэффициенты корреляции, статистически значимые на уровне 95 %, обозначены красным цветом.

Note. Correlation coefficients statistically significant at the 95% level are marked in red.

Результаты корреляционного анализа показывают, что все исследуемые тяжелые металлы, за исключением Sr (r = -0,4), напрямую коррелируют с Fe (r = 0,6...0,9). С долей илистой фракции и содержанием C_{opr} также коррелировали все металлы (r = 0,3...0,7 для ила и r = 0,1...0,9 для C_{opr}) за исключением Sr (r = -0,7 и r = -0,1 соответственно). Однако статистически значимые (на уровне достоверности 95 %) корреляции между илом и Cu, Zn, а также между содержанием C_{opr} и Mn, Ti, Zn отсутствовали. Разница между корреляционными соотношениями для различных металлов с долей илистой фракции в общем и с долей пелитового материала объясняется особенностями накопления микроэлементов в различных фракциях мелкозернистого материала [48–50]. Корреляция с гравийной фракцией донных отложений для всех металлов, за исключением Mn (r = -0,7), полностью отсутствует (r = -0,3...0,0) или статистически незначима (для Sr r = 0,5). Это объясняется незначительным содержанием гравийного материала, его неравномерным распределением в пробах донных отложений, а также низкой сорбционной способностью [50].

Прямые корреляции содержания тяжелых металлов с долей илистого материала с содержанием С_{орг} и Fe в отложениях были отмечены для разных регионов Мирового океана: Красного моря [26, 38], Бохайского моря [27], Тихого океана [44], Южно-Китайского моря [45], Атлантического океана [46] и многих других.
Сравнительный анализ концентраций металлов за исследуемый период. Сравнительный анализ средних концентраций исследуемых элементов в 2005, 2015, 2018 и 2019 гг. представлен на рис. 3.



Р и с. 3. Средние значения концентраций металлов по данным за 2005, 2015, 2018 и 2019 гг. **F i g. 3.** Average values of metal concentrations based on the data for 2005, 2015, 2018 and 2019

Отмечено, что для Zn, Cu, Cr и Ti в 2018 г. концентрации были выше, чем в 2005 гг. (171–220 мг/кг для Zn, 73–190 мг/кг для Cu, 71–86 мг/кг для Cr, 0,46–0,48 % для Ti), а затем снизились в 2019 г. (188 мг/кг для Zn, 125 мг/кг для Cu, 61 мг/кг для Cr и 0,23 % для Ti). Минимальная средняя концентрация Pb в донных отложениях бухты отмечалась в 2015 г. (67 мг/кг), максимальная – в 2018 и 2019 гг. (204 мг/кг). Максимальные средние концентрации для Mn, V и Fe отмечались в 2005 г. (400, 60 мг/кг и 3,3 % соответственно), минимальные – в 2019 г. (327, 44 мг/кг и 2,4 % соответственно). Для Sr наблюдалась обратная ситуация: минимальное значение (268 мг/кг) в 2005 г. и максимальное (318 мг/кг) в 2019 г. Средняя концентрация Ni за исследуемый период почти не изменялась с минимумом в 2005 г. (35 мг/кг) и максимумами (40 мг/кг) в 2015 и 2018 гг.

Для сравнения: общее содержание микроэлементов (Cr, Cu, Ni, Pb, Zn) в донных отложениях Балаклавской бухты в 2005 г. составляло 558 мг/кг [19], тогда как, по-видимому, в результате многочисленных дноуглубительных и очистных работ в северном бассейне залива с 2005 по 2015 г. концентрации были снижены до 414 мг/кг в 2015 г. Однако круглогодичное пребывание в бухте значительного количества катеров и яхт, ремонт и покраска их корпусов вблизи причальных стенок, а также наличие многочисленных источников ливневых стоков и сбросов сточных вод, в том числе без очистки, стали причиной ухудшения ситуации к 2018 г. и увеличения общего содержания изученных микроэлементов до 763 мг/кг.

Оценки степени загрязнения донных отложений. Величина прироста. Особенности пространственного распределения полученных оценок для Cu, Pb и Zn показаны на рис. 4. Установлено, что для всех выбранных элементов в 2005–2015 гг. в центральной части северного бассейна бухты (рис. 1, *d*) от-

мечается отрицательный прирост значений (от -5 до -30 %). По всей видимости, это связано с возможными дноуглубительными работами, которые проводились в указанный период.



Р и с. 4. Пространственное распределение значений прироста концентраций микроэлементов: a, b – Cu; c, d – Pb; e, f – Zn в донных отложениях Балаклавской бухты в 2005–2015 гг. (a, c, e) и в 2015–2018 гг. (b, d, f)

F i g. 4. Spatial distribution of the values of increase in trace element concentrations: a, b - Cu; c, d - Pb; e, f - Zn in the bottom sediments of Balaklava Bay in 2005–2015 (a, c, e) and 2015–2018 (b, d, f)

В северной кутовой части бухты, южной части северного бассейна, а для Cu (рис. 4, *a*) также и в южном бассейне наблюдается положительный рост концентрации (15–150 %). Для северной части бухты это объясняется расположением стоянки и ремонтом судов, функционирующих до 2015 г., для южной части северного бассейна – особенностями циркуляции вод и седиментации в бухте, для южного бассейна – дополнительным вкладом терригенного материала, поступающего с ливневыми стоками.

В 2015–2018 гг. картина кардинально меняется. По всей акватории бухты, за исключением северной части, можно выделить три участка, в которых для каждого из выбранных микроэлементов отмечается значительный прирост концентрации (рис. 4, *b*, *d*, *f*). Первый участок – западный берег северного бассейна. Для Си на этом участке отмечается прирост 100–150 %, для Pb – 430–1200 %, для Zn – 30–90 %. Такой прирост концентрации микроэлементов, повидимому, объясняется значительным накоплением пелито-алевритовой фракции (до 0,05 мм), концентрации которой в данном районе увеличились с 2–19 % в 2005 г. до 84–87 % в 2018 г.

Второй участок — юго-восточная часть северного бассейна. Здесь прирост формируется совместным влиянием поступления ливневого стока, массового расположения стоянок маломерных судов и особенностей циркуляции вод, определяющей поступление и накопление в этом районе мелкозернистых отложений [5– 14], и составляет для Cu 150–440 %, для Pb 160–760 %, для Zn 10–50 %.

Третий участок – северо-западная часть южного бассейна. Результаты исследования показывают, что для Си и Zn значения прироста концентраций в 2015–2018 гг. меньше, чем в 2005–2015 гг. Для Pb, наоборот, отмечается значительный прирост концентрации от 65 % в 2005–2015 гг. (рис. 4, c) до 130–1150 % в 2015–2018 гг. (рис. 4, d). Основные источники поступления загрязняющих веществ в донные отложения этого участка – ливневый сток в северной части южного бассейна и коммунальный сток на выходе из бухты.

Значительный рост показателей прироста содержания Pb и Cu в центральной части бухты свидетельствует об интенсивном заиливании бухты, что частично является естественным процессом, обусловленным зарегулированностью бухты и интенсивным поступлением в него неочищенных сточных вод. Кроме того, к ухудшению естественного фона привело увеличение количества маломерных судов, катеров и других морских транспортных средств, проводящиеся в бухте работы по их покраске и очистке.

Суммарные показатели загрязнения (*PLI*, C_{deg}). Суммарные показатели загрязнения *PLI* и C_{deg} были рассчитаны для каждой станции, а результаты их пространственного распределения в поверхностном слое осадков бухты для разных лет показаны на рис. 5.

Согласно значениям индексов *PLI* и C_{deg} , суммарный уровень загрязнения донных отложений в 2005 г. составил 1,0 и 13,9, что характеризовало их как незагрязненные и умеренно загрязненные. Минимальные значения были отмечены в акватории южного бассейна и в районе коленовидной узости (0,5–0,9 и 6–8), максимальные – в донных отложениях северного бассейна (0,7–1,6 и 12–30). К 2015 г. средние по бухте значения индексов уменьшились до 0,86 и 12, в 2018 г. снова возросли до 1,2 и 23 соответственно. Кроме того, для ин-

декса C_{deg} уровень суммарного загрязнения донных отложений северного бассейна в среднем составил 27, что отвечает значительному уровню загрязнения, а локальный максимум в кутовой северной части составил 54, что соответствует высокому уровню загрязнения.



Р и с. 5. Распределение суммарных индексов загрязнения *PLI* (a, b, c) и $C_{deg}(d, e, f)$ в донных отложениях Балаклавской бухты в 2005 г. (a, d), 2015 г. (b, e), 2018 г. (c, f)**F i g. 5.** Distribution of total pollution indices *PLI* (a, b, c) and $C_{deg}(d, e, f)$ in the bottom sediments of Balaklava Bay in 2005 (a, d), 2015 (b, e) and 2018 (c, f)

При этом, если в 2005 г. максимальные значения индекса *PLI* наблюдались в отложениях центральной части северного бассейна, то к 2018 г. техногенные аномалии полностью заполнили акваторию северного бассейна и коленовидную узость. Такое изменение пространственного распределения обусловлено особенностями циркуляции вод северного бассейна [10], а также динамикой донных отложений в бухте [16]. Кроме того, на восточном берегу северного бассейна расположена основная рекреационная инфраструктура Балаклавы (кафе, рестораны, гостиницы, жилые дома), а также находятся основные причалы для судов.

Максимальные значения индекса *PLI* в кутовой северной части в 2018 г., в отличие от результатов, полученных ранее, объясняется смещением расположения станции отбора проб ближе к источнику потенциального загрязнения 322 МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025 (устье р. Балаклавки). Минимальные значения рассмотренных индексов, отмеченные для 2015 г., по-видимому, являются следствием проведения дноуглубительных работ и мероприятий по очистке дна бухты в 2005–2015 гг. Если не принимать во внимание расчеты, проведенные за 2015 г., то при сравнении значений, полученных за 2005 и 2018 гг., видно, что в целом уровень загрязнения донных отложений Балаклавской бухты увеличился в среднем в 1,5 раза.

Минимальные значения индексов *PLI* (менее 1) и C_{deg} (менее 10), отмечаемые с 2005 по 2018 г. в южной акватории (рис. 5), а также на выходе из бухты, объясняются особенностями циркуляции вод в открытой части бухты, подверженной штормовому волнению [9–11], и отчасти гранулометрическим составом осадков на станциях отбора проб [12, 14, 15].

Коэффициент обогащения. В настоящей работе расчет значений КО представлен для таких элементов, как Zn, Cu и Pb, поскольку для них отмечены максимальные средние по бухте значения за рассматриваемый промежуток времени (2005, 2015, 2018 гг.): 2–10, 2–4 и 3–12 соответственно. Особенности пространственно-временной изменчивости значения КО в поверхностном слое донных отложений Балаклавской бухты показаны на рис. 6.

Анализ результатов расчета показал, что для всех выбранных элементов отмечается рост КО с 2005 по 2018 г. в среднем в 7, 3 и 4 раза для Cu, Zn и Pb соответственно.

Отмечено, что в 2005 г. индекс КО изменялся в интервале 0,3-5,4 для Си (рис. 6, *a*), 0,8–3,4 для Zn (рис. 6, *d*) и 0,5–11,1 для Pb (рис. 6, *g*). Районы отсутствия накопления были отмечены в акватории южного бассейна и в северной кутовой части бухты; локальный максимум, характеризующийся умеренным накоплением Zn, умеренно-тяжелым накоплением Cu и тяжелым накоплением Pb, наблюдался в районе выхода из штольни. Также отмечалось умеренно тяжелое накопление Pb в центральной части бухты (9,2) и в районе коленовидной узости (КО = 8,3). К 2015 г. индекс КО для Си и Zn увеличился в 3,4 и 2,4 раза соответственно, а для Pb почти не изменился (3,2 в 2005 г. и 3,5 в 2015 г.). При этом для Си уровень обогащения в целом для бухты увеличился до умеренного, а на отдельных станциях в центральной части (КО = 10,3) и на выходе из бухты (КО = 13,4) – до тяжелого (рис. 6, b). Для Zn незначительный уровень накопления сохранился в центральной части, локальные максимумы умеренно тяжелого накопления отмечались также в центральной части бухты (КО = 9,9) и на выходе из нее (KO = 6,5) (рис. 6, e). Для Pb уровень накопления изменялся от незначительного и умеренного в центральной части бухты и на выходе из нее до тяжелого (KO = 8,5) в коленовидной узости (рис. 6, *h*). К 2018 г. уровень незначительного накопления рассматриваемых металлов сохранился только для станций, отобранных на выходе из бухты, а для Zn-на отдельных участках в центральной части и в южном бассейне. Максимальные значения КО отмечены в центральной части бухты и соответствуют тяжелому (КО = 10...22) уровню накопления Cu (рис. 6, c), умеренно тяжелому (KO = 5, 5..., 7, 7) – Zn (рис. 6, f) и очень тяжелому (KO = 27, 6...32, 6) – Pb (рис. 6, *i*).



Р и с. 6. Распределение КО для Cu (*a*, *b*, *c*); Zn (*d*, *e*, *f*); Pb (*g*, *h*, *i*) в донных отложениях Балаклавской бухты в 2005 г. (*a*, *d*, *g*); 2015 г. (*b*, *e*, *h*); 2018 г. (*c*, *f*, *i*) **F i g. 6.** Distribution of EFs for Cu (*a*, *b*, *c*), Zn (*d*, *e*, *f*) and Pb (*g*, *h*, *i*) in the bottom sediments of Balaklava Bay in 2005 (*a*, *d*, *g*), 2015 (*b*, *e*, *h*) and 2018 (*c*, *f*, *i*)

Установлено, что если повышенные значения КО в 2005 г. наблюдались в непосредственной близости от основных источников поступления веществ в донные отложения, то к 2018 г. они были распределены уже по всей акватории бухты.

Особенности пространственного распределения областей накопления металлов в донных отложениях бухты объясняются совместным влиянием природных и антропогенных факторов. Так, изменение доли илистой фракции с 58 % в 2005 г. [12] до 66 % в 2015 г. [14] и до 76 % в 2018 г. [15] привело к увеличению сорбционной способности отложений, что объясняет общее увеличение накопления по всей площади бухты. Кроме того, расположение локальных источников в центральной части бухты объясняется активным использованием бухты в качестве яхтенной марины и указывает на рост антропогенной нагрузки на акваторию.

Сравнение полученных для Балаклавской бухты значений со значениями, отмеченными в прибрежных районах Крыма [20], показало значительное превышение (для Рb превышение на порядок). Это свидетельствует о высокой загрязненности донных отложений бухты.

Индекс геоаккумуляции. По аналогии с параметром КО для визуализации загрязнения донных отложений Балаклавской бухты тяжелыми металлами с помощью индекса I_{geo} были выбраны такие элементы, как Zn, Cu и Pb (рис. 7). В первую очередь это объясняется тем, что для других исследуемых микроэлементов $I_{geo} \leq 0$, что характеризует донные отложения как почти незагрязненные.

В зависимости от значений индекса геоаккумуляции в пробах 2005 г. выделялись донные осадки от почти незагрязненных (-2,1...-0,2) для отложений южного бассейна бухты до средне загрязненных (2,1-3,2) для отложений северного бассейна (рис. 7, *a*, *d*, *g*). Среднее значение индекса I_{geo} составило 0,0 для Cu, 0,2 для Zn и 0,8 для Pb. В 2015 г. среднее значение индекса I_{geo} для Cu и Zn увеличилось до 0,9 и 0,3 соответственно, а для Pb, наоборот, сократилось до 0,1. Это также отразилось и на том факте, что для Cu и Zn уровень аккумуляции в отложениях южного бассейна вырос до умеренного.

По локальным уменьшениям значений индекса I_{gco} для Pb можно проследить расположение участков проведения дноуглубительных работ в акватории северного бассейна в районе выхода из штольни (3,2 в 2005 г. и –1,1 в 2015 г.) и в районе городского пляжа и стоянки маломерных судов (2,5 в 2005 г. и –0,5 в 2015 г.).

К 2018 г. значения индекса I_{geo} для Си и Рb сильно изменились и составили в среднем 1,7 и 1,8 соответственно, для Zn средний индекс увеличился незначительно – с 0,3 в 2015 до 0,5 в 2018 г. Если среднее значение I_{geo} характеризовало отложения как умеренно загрязненные, то на отдельных станциях, особенно в северном бассейне, высокие значения представляли их как сильно загрязненные (3,0–3,8) (рис. 7, *c*, *f*, *j*).

Как отмечалось выше, повышенный уровень загрязнения донных отложений северного бассейна – результат совместного влияния природных и антропогенных факторов. Для сравнения: аналогичные значения параметра I_{geo} , полученные для донных отложений прибрежных районов Крыма, составили в среднем -1,44 для Cu, -0,4 для Zn и 0,03 для Pb [20]. Однако локализация загрязнения на участках, расположенных вблизи источников поступления коммунальных и ливневых стоков, а также яхтенных стоянок, позволяет заключить, что антропогенный вклад превышает природный, а увеличение значений исследуемых индексов и параметров (*CF*, *PLI*, *C*_{deg}, KO, *I*_{geo}) говорит о том, что этот вклад только возрастает.



33,593° 33,596° 33,599°в. д. 33,593° 33,596° 33,599°в. д. 33,593° 33,596° 33,599° в. д.

Р и с. 7. Распределение параметра I_{geo} для Cu (a, b, c), Zn (d, e, f) и Pb (g, h, i) в донных отложениях Балаклавской бухты в 2005 г. (a, d, g), в 2015 г. (b, e, h), в 2018 г. (c, f, i)**F i g.** 7. Distribution of I_{geo} parameter for Cu (a, b, c), Zn (d, e, f) and Pb (g, h, i) in the bottom sediments of Balaklava Bay in 2005 (a, d, g), 2015 (b, e, h) and 2018 (c, f, i)

Заключение

На примере Балаклавской бухты с использованием различных геохимических коэффициентов и индексов изучены особенности распределения различных микроэлементов в донных отложениях, получены оценки пространственного распределения областей повышенного обогащения и загрязнения, указывающие на изменение уровня техногенной нагрузки в 2005–2019 гг.

Для оценки вклада антропогенных источников в загрязнение донных отложений относительно среднего состава микроэлементов в прибрежных районах шельфа Крымского п-ова в работе использовались такие показатели, как коэффициенты загрязнения и обогащения, а также суммарные индексы загрязнения и геоаккумуляции.

Установлено, что уровень санитарно-токсикологической опасности загрязнения донных отложений Балаклавской бухты за исследуемый период изменился с допустимого и умеренно опасного до опасного и тяжелого.

Отмечено, что повышенные концентрации исследуемых элементов наблюдаются в пробах с преобладающей долей мелкозернистого илистого материала. По результатам сравнительного анализа концентраций металлов для Cu, Zn, Sr и Pb отмечено увеличение значений с 2005 до 2019 г., а для Mn, V и Fe, наоборот, уменьшение.

Согласно оценкам степени загрязнения донных отложений Балаклавской бухты, для таких элементов, как V, Cr и Ni, отмечался низкий уровень накопления и обогащения, не превышающий фоновые значения для прибрежных районов Крыма. Для Fe, Mn, Sr и Ti отмечаются локальные превышения фоновых значений и обогащение преимущественно в мелкодисперсных илах северного бассейна. Для Cu, Zn и Pb уровень загрязнения донных отложений изменялся в широком диапазоне от низкого в отложениях южного бассейна и на выходе из бухты до высокого в акватории северного бассейна.

Установлено, что повышенный уровень загрязнения донных отложений северного бассейна – результат совместного влияния природных и антропогенных факторов. Однако локализация загрязнения на участках, расположенных вблизи источников поступления коммунальных и ливневых стоков и яхтенных стоянок, позволяет заключить, что антропогенный вклад превышает природный, а увеличение значений исследуемых индексов и параметров свидетельствует о росте этого вклада.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Dynamics and diagenesis of trace metals in sediments of the Changjiang Estuary / L. Duan [et al.] // Science of the Total Environment. 2019. Vol. 675. P. 247–259. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.04.190
- Spatial Distribution, Ecological Risk Assessment, and Source Identification of Metals in Sediments of the Krka River Estuary (Croatia) / N. Cukrov [et al.] // Sustainability 2024. Vol. 16, iss. 5. 1800. https://doi.org/10.3390/su16051800
- Матишов Г. Г., Буфетова М. В., Егоров В. Н. Нормирование потоков поступления тяжелых металлов в Азовское море по оценкам интенсивности седиментационного самоочищения вод // Наука Юга России. 2017. Т. 13, № 1. С. 44–58. EDN YHEZQD.
- Ledin M. Accumulation of metals by microorganisms processes and importance for soil systems // Earth-Science Reviews. 2000. Vol. 51, iss. 1–4. P. 1–31. https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00008-8

- Sarah G., Amal Raj S. Heavy Metal Bioaccumulation in Sediment and Benthic Biota // Heavy Metals – Recent Advances / Ed. B. A. Almayyahi. London : IntechOpen, 2023. P. 1–15. https://doi.org/10.5772/intechopen.110015
- 6. Комплексный мониторинг вод Балаклавской бухты (Черное море) в период 2000– 2007 гг. / Н. П. Ковригина [и др.] // Морской экологический журнал. 2010. Т. 9, № 4. С. 62–75. EDN TMJYAF.
- 7. *Ломакин П. Д., Попов М. А.* Океанологическая характеристика и оценка загрязнения вод Балаклавской бухты. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2013. 218 с.
- 8. *Мухаметов С. С., Кондратьев С. И.* Экстремальные значения гидрохимических параметров в водах Балаклавской бухты в феврале 2015 г. // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2018. № 5. С. 14–21. EDN YMCBUT.
- 9. *Кубряков А. И., Попов М. А.* Моделирование циркуляции и распространение загрязняющей примеси в Балаклавской бухте // Морской гидрофизический журнал. 2005. № 3. С. 49–61. EDN YUFCJN.
- 10. *Фомин В. В., Репетин Л. Н.* Численное моделирование ветровых течений и распространения примеси в Балаклавской бухте // Морской гидрофизический журнал. 2005. № 4. С. 43–58. EDN YUHIZF.
- Фомин В. В., Полозок А. А. Режим ветрового волнения в районе Балаклавской бухты // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2020. № 2. С. 53–67. EDN GJZQMA. https://doi.org/10.22449/2413-5577-2020-2-53-67
- 12. Факторы формирования и отличительные особенности физико-химических характеристик донных отложений Балаклавской бухты (Черное море) / К. И. Гуров [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2015. № 4. С. 51–58. EDN VDUWHL.
- Органическое вещество и гранулометрический состав современных донных отложений Балаклавской бухты (Черное море) / Н. А. Орехова [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2018. Т. 34, № 6. С. 523–533. EDN VNVPHL. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2018-6-523-533
- Загрязняющие вещества в донных отложениях Балаклавской бухты (Черное море) / Е. А. Котельянец [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 5. С. 469– 480. EDN GLPOSX. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2019-5-469-480
- 15. Тихонова Е. А., Котельянец Е. А., Гуров К. И. Содержание органических веществ и тяжелых металлов в донных отложениях Балаклавской бухты (Чёрное море) // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2019. № 3. С. 82–89. EDN WTMDTK. https://doi.org/10.22449/2413-5577-2019-3-82-89
- 16. *Гуров К. И., Фомин В. В.* Математическое моделирование динамики гранулометрического состава донных отложений Балаклавской бухты под воздействием ветрового волнения // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 1. С. 85–97. EDN YNYJMV. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2021-1-85-97
- 17. *Кременчуцкий Д. А., Гуров К. И.* Распределение Сs и K в донных отложениях Балаклавской бухты (Черное море) // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 2. С. 207–221. EDN YQGGLC. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2021-2-207-221
- Hydrocarbons composition of sea bottom sediments (Balaklava Bay, Black Sea) / O. V. Soloveva [et al.] // International Journal of Environmental Science and Technology. 2023. Vol. 20. P. 2405–2416. https://doi.org/10.1007/s13762-022-04167-y
- Concentration and distribution of hydrophobic organic contaminants and metals in the estuaries of Ukraine / R. M. Burgess [et al.] // Marine Pollution Bulletin. 2009. Vol. 58, iss. 8. P. 1103– 1115. https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2009.04.013
- Gurov K. I., Kurinnaya Yu. S., Kotelyanets E. A. Features of Accumulation and Spatial Distribution of Microelements in Bottom Sediments of the Crimea Coastal Regions // Processes in GeoMedia Volume III / Ed. T. Chaplina. Cham : Springer Geology. 2021. P. 119–130. https://doi.org/10.1007/978-3-030-69040-3_12
- 21. Bat L., Özkan E. Y., Oztekin H. C. The contamination status of trace metals in Sinop coast of the Black Sea, Turkey // Caspian Journal of Environmental Sciences. 2015. Vol. 13, iss. 1. P. 1–10.
- 328 МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

- Кораблина И. В., Барабашин Т. О., Каталевский Н. И. Тяжелые металлы в донных осадках шельфа северовосточной части Черного моря в современный период // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 5. С. 591–609. EDN POFJWM. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2021-5-591-609
- Assessment of heavy metal pollution in marine sediments from southwest of Mallorca island, Spain / P. A. R. Ardila [et al.] // Environmental Science and Pollution Research. 2023. Vol. 30. P. 16852–16866. https://doi.org/10.1007/s11356-022-25014-0
- Soliman N. F., Nasr S. M., Okbah M. A. Potential ecological risk of heavy metals in sediments from the Mediterranean coast, Egypt // Journal of Environmental Health Science and Engineering. 2015. Vol. 13. 70. https://doi.org/10.1186/s40201-015-0223-x
- Dynamics of trace metals in a shallow coastal ecosystem: insights from the Gulf of Gabès (southern Mediterranean Sea) / S. Chifflet [et al.] // AIMS Environmental Science. 2019. Vol. 6, iss. 4. P. 277–297. https://doi:10.3934/environsci.2019.4.277
- Youssef M., El-Sorogy A. Environmental assessment of heavy metal contamination in bottom sediments of Al-Kharrar lagoon, Rabigh, Red Sea, Saudi Arabia // Arabian Journal of Geosciences. 2016. Vol. 9. 474. https://doi.org/10.1007/s12517-016-2498-3
- Zhang J., Gao X. Heavy metals in surface sediments of the intertidal Laizhou Bay, Bohai Sea, China: Distributions, sources and contamination assessment // Marine Pollution Bulletin. 2015. Vol. 98, iss. 1–2. P. 320–327. https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2015.06.035
- Fukushima K., Saino T., Kodama Y. Trace metal contamination in Tokyo Bay, Japan // Science of the Total Environment. 1992. Vol. 125. P. 373–389. https://doi.org/10.1016/0048-9697(92)90402-E
- Bothner M. H., Buchholtz ten Brink M., Manheim F. T. Metal concentrations in surface sediments of Boston Harbor: Changes with time // Marine Environmental Research. 1998. Vol. 45, iss. 2. P. 127–155. https://doi.org/10.1016/S0141-1136(97)00027-5
- An overview of toxicant identification in sediments and dredged materials / K. T. Ho [et al.] // Marine Pollution Bulletin. 2002. Vol. 44, iss. 4. P. 286–293. https://doi.org/10.1016/S0025-326X(01)00251-X
- A comparative study of heavy metal concentration and distribution in deposited street dusts in a large and a small urban area: Birmingham and Coventry, West Midlands, UK / S. Charlesworth [et al.] // Environment International. 2003. Vol. 29, iss. 5. P. 563–573. https://doi.org/10.1016/S0160-4120(03)00015-1
- 32. Contamination assessment of copper, lead, zinc, manganese and nickel in street dust of Baoji, NW China / X. Lu [et al.] // Journal of Hazardous Materials. 2009. Vol. 161, iss. 2–3. P. 1058– 1062. https://doi. org/10.1016/j.jhazmat.2008.04.052
- Chon H.-T., Kim K.-W., Kim J.-Y. Metal contamination of soils and dusts in Seoul metropolitan city, Korea // Environmental Geochemistry and Health. 1995. Vol. 17, iss. 3. P. 139–146. https://doi.org/10.1007/BF00126082
- Hakanson L. An ecological risk index for aquatic pollution control. A sedimentological approach // Water Research. 1980. Vol. 14, iss. 8. P. 975–1001. https://doi.org/10.1016/0043-1354(80)90143-8
- Problems in the Assessment of Heavy-Metal Levels in Estuaries and the Formation of a Pollution Index / D. L. Tomlinson [et al.] // Helgoländer Meeresuntersuchungen. 1980. Vol. 33. P. 566–575. http://dx.doi.org/10.1007/BF02414780
- Muller G. Schwermetalle in den Sedimenten des Rheins: Veranderungen seit 1971 // Umschau. 1979. Vol. 79. P. 778–783.
- Овсяный Е. И., Котельянец Е. А., Орехова Н. А. Мышьяк и тяжелые металлы в донных отложениях Балаклавской бухты (Черное море) // Морской гидрофизический журнал. 2009. № 4. С. 67–80. EDN WHCBON.
- Bantan R. A., Al-Dubai T. A., Al-Zubieri A. G. Geo-environmental assessment of heavy metals in the bottom sediments of the Southern Corniche of Jeddah, Saudi Arabia // Marine Pollution Bulletin. 2020. Vol. 161. Part A. 111721. https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2020.111721

- Ecological risk evaluation in bottom-surface sediments and sub-surface water in the subtropical Meghna estuarine system / S. Bin Habib [et al.] // Heliyon. 2021. Vol. 7, iss. 11. e08324. https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2021.e08324
- 40. Zoller W. H., Gladney E. S., Duce R. A. Atmospheric Concentrations and Sources of Trace Metals at the South Pole. Science. 1974. Vol. 183, iss. 4121. P. 198–200. https://doi.org/10.1126/science.183.4121.198
- 41. Ecological risk assessment and distribution of potentially harmful trace elements in lake sediments of Songnen Plain, NE China / R. Liu [et al.] // Ecotoxicology and Environmental Safety. 2018. Vol. 163, iss. 10. P. 117–124. https://doi.org/10.1016/j.ecoenv.2018.07.037
- Mehlhorn P., Newman B., Haberzettl T. Comparison of Different Normalisers for Identifying Metal Enrichment of Sediment: A Case Study from Richards Bay Harbour, South Africa // Sustainability of Southern African Ecosystems under Global Change / Eds. G. P. von Maltitz, G. F. Midgley, J. Veitch, C. Brümmer, R. P. Rötter, F. A. Veihberg, M. Veste. Cham : Springer, 2024. P. 787–814. (Ecological Studies Series ; vol. 248). https://doi.org/10.1007/978-3-031-10948-5 27
- 43. Analysis of Spatial Variability of River Bottom Sediment Pollution with Heavy Metals and Assessment of Potential Ecological Hazard for the Warta River, Poland / J. Jaskuła [et al.] // Minerals. 2021. Vol. 11, iss. 3. 327. https://doi.org/10.3390/min11030327
- Historical reconstruction of trace element concentrations and fluxes in a tropical coastal lagoon (Mexican Pacific) derived from ²¹⁰Pb radiochronology / J. F. Ontiveros-Cuadras [et al.] // Continental Shelf Research. 2021. Vol. 213. 104315. https://doi.org/10.1016/j.csr.2020.104315
- Zhang J., Liu C. L. Riverine Composition and Estuarine Geochemistry of Particulate Metals in China – Weathering Features, Anthropogenic Impact and Chemical Fluxes // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2002. Vol. 54, iss. 6. P. 1051–1070. https://doi.org/10.1006/ecss.2001.0879
- Essien J. P., Antai S. P., Olajire A. A. Distribution, Seasonal Variations and Ecotoxicological Significance of Heavy Metals in Sediments of Cross River Estuary Mangrove Swamp // Water, Air, and Soil Pollution. 2009. Vol. 197, iss. 1–4. P. 91–105. https://doi.org/10.1007/s11270-008-9793-x
- 47. Salomons W., Förstner U. Metals in the Hydrocycle. Berlin, Heidelberg : Springer-Verlag, 1984. 352 p. https://doi.org/10.1007/978-3-642-69325-0
- Özşeker K., Erüz C., Terzi Y. Evaluation of toxic metals in different grain size fractions of sediments of the southeastern Black Sea // Marine Pollution Bulletin. 2022. Vol. 182. 113959. https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2022.113959
- 49. Analysis of heavy metals in sediments with different particle sizes and influencing factors in a mining area in Hunan Province / W. Que [et al.] // Scientific Reports. 2024. Vol. 14. 20318. https://doi.org/10.1038/s41598-024-71502-3
- Abdallah M. A. M. Accumulation and distribution of heavy metals in surface sediments from the continental shelf adjacent to Abu Qir Bay, Egypt, as a function of grain size // Geo-Marine Letters. 2023. Vol. 43. 2. https://doi.org/10.1007/s00367-022-00743-w

Об авторах:

Гуров Константин Игоревич, научный сотрудник, отдел биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат географических наук, ORCID ID: 0000-0003-3460-9650, Scopus Author ID: 57200248245, ResearcherID: L-7895-2017, SPIN-код: 5962-7697, gurovki@gmail.com

Котельянец Екатерина Александровна, младший научный сотрудник, отдел гидрофизики шельфа, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), ORCID ID: 0009-0007-1921-3566, Scopus Author ID: 36059344400, ResearcherID: AAA-8699-2019, SPIN-код: 4390-5829, plistus@mail.ru

Гурова Юлия Сергеевна, научный сотрудник, отдел биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат географических наук, ORCID ID: 0000-0002-9826-4789, Scopus Author ID: 57964475800, ResearcherID: AAB-5628-2019, SPIN-код: 9777-8929, gurova@mhi-ras.ru

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МОРСКИХ СИСТЕМ

Научная статья

УДК 581.526.325:581.132(262.5) EDN: XPZWGE

Параметризация зависимости интегральной биомассы фитопланктона от концентрации хлорофилла на поверхности Черного моря по данным экспедиционных исследований

И. В. Ковалёва

Институт биологии южных морей имени А. О. Ковалевского РАН, Севастополь, Россия 🖾 ilonavk@ibss-ras.ru

Поступила в редакцию 16.08.2024; одобрена после рецензирования 03.03.2025; принята к публикации 13.03.2025.

Аннотация

Цель. Представить алгоритм расчета интегральной биомассы фитопланктона в эвфотическом слое Черного моря с применением экспедиционных данных и провести сравнительный анализ изменчивости исследуемых характеристик, полученных по расчетам двумя способами: с помощью прямых измерений концентрации хлорофилла по горизонтам и по модели – цель настоящей работы.

Методы и результаты. Представлен алгоритм для расчета интегральной биомассы фитопланктона. Использовались данные экспедиционных исследований, полученные в рейсах НИС «Профессор Водяницкий» в 2018–2022 гг. в разные сезоны для акватории Крымского побережья на глубинах 20-1500 м. Проведено сравнение оценок по результатам параметризации и данных, рассчитанных на основе прямых измерений отдельных входных параметров на разных глубинах. Согласно результатам статистического анализа модели, коэффициенты детерминации изменялись в диапазоне 0,7–0,74. В зоне фотосинтеза среднемесячные значения интегральной биомассы фитопланктона, рассчитанные по экспедиционным данным, в июне и октябре были равны 768 ± 283 и 2277 ± 726 мг C/M² соответственно, в верхнем квазиоднородном слое в июне 556 ± 270 мг С/м², в октябре 2023 ± 725 мг С/м². Среднемесячные значения для всей исследуемой акватории по модельным расчетам отличались на 0,9-4% от данных вычислений, полученных с помощью прямых измерений входных параметров на разных глубинах. Рассмотрены профили концентрации хлорофилла в отдельные месяцы 2018-2022 гг. и выполнено их математическое описание с помощью функции, полученной в ранних исследованиях. В осенний период максимум хлорофилла наблюдался преимущественно в верхнем квазиоднородном слое, в летний – на нижней границе эвфотической зоны, куда проникает до $\sim 0.1\%$ света, падающего на поверхность моря.

Выводы. Приведенная параметризация интегральной биомассы фитопланктона применима для всех сезонов, проста в использовании и имеет хорошую согласованность с результатами расчетов с использованием прямых измерений концентрации хлорофилла на разных глубинах. Алгоритм расчета в перспективе будет удобен для вычислений с применением спутниковых данных.

Ключевые слова: интегральная биомасса, фитопланктон, Черное море, алгоритм расчета, профили концентрации хлорофилла

© Ковалёва И. В., 2025

Благодарности: работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда и правительства Севастополя № 24-27-20014 «Трансформация структуры и функциональных характеристик черноморского фитопланктона у берегов Крыма в современных экологических условиях. Фундаментальная роль и прикладное значение», https://rscf.ru/project/24-27-20014/. Работы выполнены в Центре коллективного пользования НИС «Профессор Водяниц-кий». Автор благодарен за сбор данных в рейсах ведущему инженеру Н. В. Мининой.

Для цитирования: *Ковалёва И. В.* Параметризация зависимости интегральной биомассы фитопланктона от концентрации хлорофилла на поверхности Черного моря по данным экспедиционных исследований // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 3. С. 331–345. EDN XPZWGE.

Original article

Parameterization of the Dependence of Integral Phytoplankton Biomass on Chlorophyll Concentration at the Black Sea Surface Based on Expeditionary Research Data

I. V. Kovalyova

A. O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia ⊠ ilonavk@ibss-ras.ru

Abstract

Purpose. The purpose of the study is to present an algorithm for calculating the integral phytoplankton biomass in the Black Sea euphotic layer using expeditionary data, and to perform a comparative analysis of the variability of studied characteristics obtained by means of calculations in two ways: using direct measurements of chlorophyll concentration along the horizons, and based on the parameterization results.

Methods and Results. The algorithm for calculating the integral biomass of phytoplankton is presented. The data on the Crimea coast waters at the 20–1500 m depths for different seasons used in the study were obtained during the cruises of R/V "Professor Vodyanitsky" in 2018–2022. The estimates resulted from parameterization and those obtained from calculations based on direct measurements of the individual input parameters at different depths are compared. The results of parameterization statistical analysis show that the determination coefficients varied in the range 0.7–0.74. In the photosynthesis zone, the monthly averages of integral phytoplankton biomass (calculated from the expeditionary data) in June and October constitute 768 ± 283 and 2277 ± 726 mg C/m², respectively. In the upper mixed layer, in June they are 556 ± 270 mg C/m², and in October – 2023 ± 725 mg C/m². The parameterization-derived monthly averages for the whole water area under study differ from the ones calculated using the direct measurements of input parameters at different depths by 0.9–4%. The chlorophyll *a* concentration profiles for individual months in 2018–2022 are considered and mathematically described using the function obtained in earlier studies. In autumn, the maximum values of chlorophyll *a* are observed mainly in the upper mixed layer, in summer – at the lower boundary of euphotic zone where up to ~ 0.1% of light falling on the sea surface, penetrates.

Conclusions. The above parameterization of integral phytoplankton biomass is applicable to all the seasons, is easy to use and agrees well with the results of calculations based on direct measurements of chlorophyll concentration at different depths. In future, the calculation algorithm is expected to become convenient for computations using satellite data.

Keywords: integral biomass, phytoplankton, Black Sea, calculation algorithm, chlorophyll concentration profiles

Acknowledgements: The study was carried out with financial support of the Russian Science Foundation grant and the Government of Sevastopol No. 24-27-20014 "Transformation of the structure and functional characteristics of the Black Sea phytoplankton off the Crimea coast in modern environmental conditions. Fundamental role and applied importance", https://rscf.ru/project/24-27-20014/. The work was carried out at the Center for Collective Use R/V "Professor Vodyanitsky". The author is grateful to the leading engineer N. V. Minina for collecting data during the cruises.

For citation: Kovalyova, I.V., 2025. Parameterization of the Dependence of Integral Phytoplankton Biomass on Chlorophyll Concentration at the Black Sea Surface Based on Expeditionary Research Data. Physical Oceanography, 32 (3), pp. 347-360.

Ввеление

Фитопланктон является первичным звеном в трофической цепи водных экосистем. Одним из важнейших его показателей может служить биомасса. Изменчивость биомассы фитопланктона будет отражаться на развитии всех последующих трофических уровней. На протяжении многих лет проводилось немало исследований изменения во времени и распределении в пространстве биомассы фитопланктона в море [1-12]. Биомассу микроводорослей определяют обычно путем прямых измерений, как правило, по объему клеток с дальнейшим перерасчетом ее в различных размерностях [1, 3, 4, 13, 14]. Кроме прямых методов определения разрабатываются модели, позволяющие оценивать отношение хлорофилла к органическому углероду и биомассу фитопланктона [9, 15–17]. Модели расчета биомассы фитопланктона с включением минимального числа легкодоступных для измерений входных параметров могут существенно упростить задачу вычисления этого показателя, особенно при анализе пространственных и временных изменений. Также модели расчета параметров фитопланктона необходимы для использования в исследованиях с применением спутниковых данных. Отдельный интерес представляют оценки интегральных характеристик фитопланктона в зоне фотосинтеза. Например, простые и удобные в использовании модели расчета интегральной первичной продукции разрабатывались для Черного моря ¹ [18, 19]. Вместе с тем подобных расчетных алгоритмов с легкодоступными входными параметрами для интегральной биомассы фитопланктона ранее в литературе было представлено мало. Модельные данные уступают в точности прямым измерениям, но прямые методы оценок довольно трудоемки. Расчетный способ определения интегральной биомассы фитопланктона в эвфотической зоне (ЭФЗ) и верхнем квазиоднородном слое (ВКС) позволит проводить оперативный и обширный анализ экосистемы водоема и использовать его в расчетах с данными спутниковых наблюдений.

Цель работы – представить простой алгоритм расчета интегральной биомассы в эвфотическом слое с применением экспедиционных данных и провести сравнительный анализ изменчивости исследуемых характеристик по вычислениям с помощью прямых измерений отдельных входных параметров и результатов параметризации.

Материалы и методы

Использованные в работе измерения выполнены в Центре коллективного пользования НИС «Профессор Водяницкий» во время 122-го и 124-го рейсов

¹ Демидов А. Б. Сезонные изменения первичной продукции и хлорофилла «а» в открытых районах Черного моря : дис. ... канд. биол. наук. Москва, 2001. 188 с. МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

7 июня – 2 июля и 3–20 октября 2022 г. в Черном море у южного и юго-восточного побережий Крыма. Общая глубина станций составляла 32–1500 м. Горизонты для отбора проб выбирали через 10–20 м от поверхностного слоя, а также с учетом границы термоклина на глубоководных станциях и придонного слоя на станциях общей глубиной ≤ 100 м.

Интенсивность падающего на поверхность моря света измеряли регистратором освещенности *LI*-1500 (*LI-COR*, США), оснащенным квантовым датчиком *LI*-190*R* (США), с 08:00 до 20:00 ежедневно, затем рассчитывали интегральное суточное значение.

Верхний квазиоднородный слой рассчитывали с использованием данных зонда *IDRONAUT OCEAN SEVEN* 320 *Plus M* как глубину, на которой относительная плотность воды на 0,07 выше, чем на поверхности [20].

Относительную прозрачность воды определяли с помощью диска Секки в дневное время суток. На основе данных глубины видимости белого диска Секки (Z_s) определяли глубину ЭФЗ ($Z_{eu} = 3Z_s$)², куда проникает до 1% света, падающего на поверхность, и k_d (m^{-1}) – показатель диффузионного ослабления света, который оценивали по формуле, полученной по данным работ ^{3, 4}:

$$k_d = 4,6/Z_{eu} (r^2 = 0,96)$$

Методика определения концентрации хлорофилла (далее в настоящей работе имеется в виду хлорофилл *a*), данные измерений, проведенных в рейсах, а также исследуемые акватории описаны в работе [21].

Для анализа профилей концентрации хлорофилла использовались данные, полученные в 2018–2022 гг. на НИС «Профессор Водяницкий» в 105, 106, 108, 110, 122, 124-м рейсах в ноябре – декабре, апреле, июле – августе, октябре, июне и октябре соответственно. Измерения концентрации проводили, как правило, через каждые 10 м до глубины 40–50 м и в отдельных случаях глубже.

Статистическая обработка данных проводилась с использованием программ *Excel*, *SigmaPlot*, *Grapher*, *OriginLab*.

Результаты

На основе разработанного нами ранее алгоритма расчета биомассы фитопланктона для поверхностного слоя Черного моря [15], скорректированного в работе [22], в настоящем исследовании проведена его модификация для оценки интегральных показателей. Вычислялись входные параметры для каждого горизонта, затем биомасса интегрировалась по глубине.

Использовалось уравнение для расчета биомассы фитопланктона B_z (мг С/м³) на глубине z (м):

$$B_z = X_{\Pi_z} / X_{\Pi}: C_z, \tag{1}$$

² Маньковский В. И., Соловьев М. В., Маньковская Е. В. Гидрооптические характеристики Черного моря. Справочник. Севастополь : МГИ НАН Украины, 2009. 92 с.

³ Ведерников В. И. Первичная продукция и хлорофилл в Черном море в летне-осенний период // Структура и продукционные характеристики планктонных сообществ Черного моря. Москва : Наука, 1989. С. 65–83.

⁴ Возняк Б., Хаптер Р., Ведерников В. И. Поступление фотосинтетически активной радиации в эвфотическую зону Черного моря в апреле-мае 1984 г. // Исследование экосистемы пелагиали Черного моря. Москва : ИО АН СССР-КОЦ «Мировой океан», 1986. С. 198–221.

³³⁴ МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

где X_{π_z} (мг/м³) – концентрация хлорофилла на глубине *z*; X_{π_z} – отношение концентрации хлорофилла к органическому углероду, которое рассчитывалось на каждом горизонте:

Хл:
$$C_z = 0,0072(E_z a_{ph\,z})^{-0.395} (r^2 = 0,78),$$
 (2)

$$a_{ph\,z} = 0,017 \mathrm{X} \, \mathrm{\pi}_{z}^{-0,29}. \tag{3}$$

Параметры уравнения для Хл:С были получены на культурах водорослей в лабораторных экспериментах, описанных в работе [15], при различной освещенности. Для оценки Хл:С на разных горизонтах освещенность на каждой глубине определялась по уравнению

$$E_z = 0.94 E_0 \exp(-k_d z), \tag{4}$$

где E_z , E_0 (моль квантов/м²·сут) – интенсивность фотосинтетически активной радиации (ФАР), падающей на поверхность моря и на глубину *z*; коэффициент 0,94 вводится для учета отражения 6% света от морской поверхности ⁵; $a_{\rm ph \, z}$ (м²/мгХл) – показатель поглощения света пигментами водорослей, нормированный на концентрацию хлорофилла.

Для расчета интегральной биомассы фитопланктона применялись уравнения распределений необходимых показателей. Для концентрации хлорофилла использовалась кривая Гаусса, как предложено в работе [23]:

$$X_{\Pi_z} = (h/\sigma(2\pi)^{1/2}) \exp[-(z-z_M)^2/2\sigma^2],$$
(5)

$$h = (55,73 \pm 1,40) X \pi_0^{(0,56 \pm 0,008)} (r^2 = 0,75),$$
(6)

$$z_{\rm M} = (11, 1 \pm 0, 75) - (10, 46 \pm 0, 45) \ln({\rm X}\pi_0) \ (r^2 = 0, 61), \tag{7}$$

где h – общее содержание хлорофилла (мг/м³) в слое максимума; σ (м) – показатель ширины глубинного максимума хлорофилла; $z_{\rm M}$ (м) – глубина максимума хлорофилла; $X_{\rm N_0}$ (мг/м³) – концентрация хлорофилла в поверхностном слое. При оценке глубины максимума хлорофилла, согласно функции (7), вносится допущение, при котором максимум будет находиться все время на поверхности, если $X_{\rm N_0} > 2,89$ мг/м³, однако при расчете уравнения (5) $z_{\rm M}$ используется в виде функции (7). Ширина максимума σ в среднем равна 20 ± 10 м при $X_{\rm N_0} < 1$ мг/м³ и 13 ± 8 м при $X_{\rm N_0} > 1$ мг/м³ [23]. Она рассчитывалась при значениях, равных 68% от высоты пика хлорофилла, согласно закону распределения Гаусса. Формула (5) с входными компонентами справедлива для значений концентрации хлорофилла в поверхностном слое, характерных для Черного моря. Данное распределение свойственно для теплого периода года (апрель – октябрь, иногда ноябрь); для холодного периода (декабрь – март) считается, что хлорофилл распределяется равномерно [18, 23]. Условия питания при разработке модели принимались оптимальными.

Для каждой глубины рассчитывались показатели $a_{ph z}$, Хл:С_z, B_z , E_z с учетом прямых измерений, полученных в рейсах. Расчет интегральной биомассы велся двумя способами: первый включал в алгоритм прямые измерения кон-

⁵ *Маньковский В. И.* Основы оптики океана. Методическое пособие. Севастополь : МГИ НАН Украины, 1996. 119 с.

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

центрации хлорофилла, второй – уравнение (5) распределения данного параметра с глубиной; остальные параметры рассчитывались идентично. Далее биомасса интегрировалась по глубинам для ЭФЗ и ВКС.

Результаты сравнения интегральной биомассы фитопланктона, полученной расчетным путем по представленному алгоритму с включением уравнения (5), и биомассы, рассчитанной по данным прямых измерений концентрации хлорофилла, показали высокую согласованность для прибрежной области вдоль Крыма и открытого прибрежья (глубины более 500 м) северной части Черного моря. Статистические характеристики сравниваемых величин для зоны фотосинтеза и верхнего квазиоднородного слоя представлены на рис. 1 и в таблице.

Статистические показатели и средние значения, полученные по алгоритму и вычисленные с помощью прямых измерений концентрации хлорофилла на горизонтах для интегральной биомассы фитопланктона, осредненной по данным 122-го и 124-го рейсов НИС «Профессор Водяницкий» Statistical indicators and average values obtained by the algorithm and calculated using direct measurements of chlorophyll concentration at horizons for the integral phytoplankton biomass averaged based on the data collected

Зоны / Zones	r	r^2	F	Р	< B > ₁₂₂	< <i>B</i> > ₁₂₄	< <i>B</i> _p > ₁₂₂	< <i>B</i> _p > ₁₂₄
ЭФЗ / Eu- photic zone	0,84	0,70	75,4	< 0,0001	768 ± 283	2277 ± 726	776 ± 276	2212 ± 759
KC / UML	0,86	0,74	89,5	< 0,0001	556 ± 270	2023 ± 725	561 ± 240	1942 ± 719

in the 122nd and 124th cruises of R/V "Professor Vodyanitsky"

П р и м е ч а н и е. r – коэффициент корреляции, r^2 – коэффициент детерминации, F – критерий Фишера, P – уровень значимости, $\langle B \rangle$, $\langle B_P \rangle$ (мг С/м²) – средние значения интегральной биомассы фитопланктона по данным с использованием прямых измерений и результатов параметризации соответственно.

N o t e: r is the correlation coefficient, r^2 is the determination coefficient, F is the Fisher criterion, P is the importance level, $\langle B \rangle$ and $\langle B_p \rangle$ (mg C/m²) are the average values of integral phytoplankton biomass obtained using direct measurements and parameterization results, respectively.

Различия между модельными и измеренными данными профилей концентрации хлорофилла отражаются на результатах расчета биомассы двумя способами и проявляются в случаях, когда максимум концентрации хлорофилла на поверхности довольно высокий, а затем с глубиной концентрация резко снижается либо, наоборот, на поверхности находятся небольшие значения, а на глубине – максимум с высокой концентрацией хлорофилла. Существенная разница между результатами расчета биомассы двумя способами также наблюдается при наличии двухвершинных профилей концентрации хлорофилла. По сравнению с прямыми измерениями модельные расчеты могут как завышать, так и занижать биомассу фитопланктона в полтора раза и более в случаях, описанных выше. Однако количество профилей концентрации хлорофилла с такими выраженными отклонениями от описания с помощью параметризации невелико: 18% по данным двух рейсов в ЭФЗ и 15% – в ВКС. Измерения в рейсах проводились почти ежесуточно на различных станциях прибрежной и глубоководной акваторий вблизи берегов Крыма. Соответственно, при осреднении будет происходить сглаживание и приближение результатов, полученных с помощью функции распределения и по расчетам с использованием данных прямых измерений (таблица, рис. 1).



Р и с. 1. Сопоставление интегральной биомассы фитопланктона, полученной с помощью параметризации (B_p) и вычисленной по данным прямых измерений входных параметров (B) для ЭФЗ (a) и ВКС (b)

F i g. 1. Comparison of the values of integral phytoplankton biomass obtained by parameterization (B_p) and calculated using direct measurements of input parameters (*B*) for the euphotic zone (*a*) and UML (*b*)



Р и с. 2. Изменение концентрации хлорофилла с глубиной по данным, полученным в рейсах НИС «Профессор Водяницкий» в 2018–2022 гг.: a – на примере отдельных дней, характерных для различных месяцев; b – на примере 07.10.2022 г. (\circ) и 01.05.2019 г. (\blacklozenge) с границами ВКС (z_p) и ЭФЗ (z_{eu})

F i g. 2. Change in chlorophyll concentration with depth based on the data obtained during the cruises of R/V "Professor Vodyanitsky" in 2018–2022: a – on the example of individual days typical of different months; b – on the examples of 07.10.2022 (\circ) and 01.05.2019 (\blacklozenge) with the boundaries of UML (z_p) and euphotic zone (z_{eu})

В работе проанализировано 88 профилей концентрации хлорофилла в различные месяцы с апреля по декабрь. Для примера на рис. 2 приведены некоторые из них. За весь рассмотренный период двухвершинные профили встречались всего 9 раз, трехвершинный – один раз. Такие профили наблюдались преимущественно в октябре (6 раз), а также в июне (3 раза) и августе (один раз). Максимум концентрации хлорофилла наблюдался в пределах зоны ВКС обычно в октябре, ноябре и декабре (рис. 2). Однако в октябре в 110-м рейсе максимум чаще был отмечен на нижней границе ВКС или ниже этой зоны. В июне и апреле максимум концентрации хлорофилла находился ниже зоны ВКС на нижней границе эвфотического слоя (рис. 2) и иногда ниже 1% освещенности от ФАР, падающей на поверхность моря. В июле – августе пик хлорофилла также наблюдался в пределах эвфотической зоны или на ее нижней границе. Уравнение (5) распределения концентрации хлорофилла [23], представленное выше, давало близкое описание профилей к данным измерений. По нашим данным с использованием всех точек в двух рейсах тестирование показало в июне r = 0,68, в октябре r = 0,64 (рис. 3). Среди всех рассмотренных профилей концентрации хлорофилла за два рейса (122-й и 124-й) (в расчетах использовалось 218 точек) коэффициент корреляции изменялся для 21 профиля в диапазоне 0,80-0,99, для пяти профилей - в диапазоне 0,60-0,8, для пяти профилей – в диапазоне 0,30–0,60 и для трех профилей он был менее 0,10.



Р и с. 3. Изменение концентрации хлорофилла с глубиной в 122-м (*a*) и 124-м (*b*) рейсах НИС «Профессор Водяницкий» (данные, полученные по функции распределения (5), показаны крестиком, данные прямых измерений – кружочком)

F i.g. 3. Change in chlorophyll concentration with depth in the 122nd (*a*) and 124th (*b*) cruises of R/V "Professor Vodyanitsky" (data obtained using the distribution function (5) are indicated with a cross, and direct measurement data – with a circle)

Рассматривалась связь о с Хл₀, глубиной ВКС и ЭФЗ, температурой в поверхностном слое моря, а также с E_0 и k_d . Наилучшая согласованность из всех рассмотренных параметров для показателя σ наблюдалась с ВКС, глубиной ЭФЗ и Хл₀. Однако достоверной корреляционной связи с анализируемыми параметрами в выборке выявлено не было. Согласно результатам множественной корреляции, влияние трех указанных параметров объясняло изменчивость σ на 20%, тогда как шести параметров – на 25%. Среднее значение σ составляло 25 \pm 10 м за все рассмотренные месяцы, изменяясь в диапазоне 2-48 м. В осенние месяцы ширина σ была сопоставима со значениями ВКС, летом она могла превышать их в несколько раз. По сравнению с шириной ЭФЗ параметр о почти всегда был меньше либо соизмерим с ней. Можно предположить, что о будет зависеть от количества питательных веществ и особенностей гидрологических условий, так как с рассмотренными шестью параметрами явной корреляционной связи не обнаружено. Указанные параметры рассматривались для оценки σ в связи с тем, что они легкодоступны для определения и расчетов с помощью спутниковых данных с целью более обширных исследований в перспективе.

Также в результате исследований профилей концентрации хлорофилла выявлено, что его максимум для весеннего (с апреля) и летнего периодов может наблюдаться примерно до проникновения 0,1% света от значений на поверхности. Соответственно, граница ЭФЗ в эти месяцы будет ниже 1% ФАР, падающей на поверхность.

Обсуждение

Данных по интегральной биомассе фитопланктона в литературе представлено довольно мало, особенно для Черного моря. Так, например, авторы работы [24] оценивают интегральную биомассу диатомовых водорослей, исходя из моделей [17, 25] и сопоставляя результаты с концентрацией хлорофилла, полученной по спутниковым данным. Упрощенный подход расчета интегральной биомассы использовался ранее в работе [26] при анализе экспедиционных исследований, которые проводились зимой и весной. Использованные в указанных выше работах расчетные способы не учитывали распределения с глубиной некоторых важных характеристик фитопланктона и оптических показателей при оценке его биомассы. Расчеты проводились для разных районов, и сопоставить между собой полученные результаты было проблематично.

В работе [23] представлена функция распределения биомассы фитопланктона. Для нее требуются измерения по горизонтам концентрации нитратов и температуры воды, которые не всегда можно провести. Другая функция из этой работы, для которой требуется определение оптической глубины, дает грубые оценки по сравнению с данными прямых измерений интегральной биомассы, на что указывается самими авторами. Для примера нами было проведено сравнение расчетных данных интегральной биомассы фитопланктона по функции из указанной работы, включающей в качестве входного параметра значения оптической глубины и интегральной биомассы, полученной по нашему алгоритму с включением в расчет прямых измерений концентрации хлорофилла по горизонтам. Было проанализировано 34 профиля биомассы, полученных по результатам 122-го и 124-го рейсов НИС «Профессор Водяницкий» в июне и октябре. Их сопоставление показало согласованность двух способов расчета для июня ($r^2 = 0,63$) и октября ($r^2 = 0,19$). В результате установлено, что по сравнению с нашими расчетами значения, полученные по функции биомассы из работы [23] в октябре, часто были выше приблизительно в 2 раза.

Прямые определения биомассы фитопланктона, особенно интегральной, трудоемки и проводятся крайне редко. Последние 10–15 лет в Черном море они не проводились. Поэтому получить данные прямых измерений интегральной биомассы или сопоставить их с результатами расчетов не представляется возможным в связи с отсутствием таких измерений. Согласованность измеренных значений биомассы фитопланктона и расчетных, полученных по используемому нами алгоритму, для поверхностного слоя описывалась ранее в работах [15, 22, 27]. Также проведено сопоставление функции распределения (5) концентрации хлорофилла с данными прямых измерений на горизонтах в настоящей работе и в работе [23]. Исходя из указанной согласованности, мы предполагаем адекватность расчетных значений на горизонтах с учетом разной освещенности.

Наши исследования являются продолжением работ [15, 23]. Представленный здесь алгоритм расчета интегральной биомассы, основанный на лабораторных и экспедиционных исследованиях, простой в применении и показывает хорошую сопоставимость с данными расчетов, включающими прямые измерения концентрации хлорофилла на разных горизонтах (таблица). В алгоритме учитываются распределения по глубине таких важных входных параметров, как Хл, *a*_{ph}, Хл:С и изменение освещенности с глубиной. Используемый нами алгоритм для поверхностного слоя разрабатывался на основе 10 видов водорослей, встречающихся в Черном море (Nitschia sp., Pseudonitschia delicatissima, Skeletonema costatum, Talasiossira parva, Coscinodiscus granii, Phaeodactilum tricornutum, Prorocentrum micans, Isochrysis galbana, Dunaliella tertiolecta, Glenodinium foliaceum), в том числе из доминирующих таксономических групп (диатомовые и динофлагелляты), которые были доступны для экспериментальных работ. Для указанных видов были получены описанные выше зависимости физиологических и структурных показателей микроводорослей и средние коэффициенты для них (уравнения (1) – (7)). Условия питания в данной модели принимаются оптимальными при разной освещенности.

В нашем алгоритме мы опираемся на измерения концентрации хлорофилла и полученную ранее зависимость для значений его среднего удельного содержания в клетке для разных видов водорослей отдельных групп. Оценка Хл:С в модели из работы [15] осуществлялась с учетом поглощения света микроводорослями, что позволяет примерно оценивать общую биомассу фитопланктона, несмотря на отсутствие иных массовых видов в параметризации.

К слабой стороне нашего алгоритма можно отнести отсутствие учета кокколитофорид, которые доминируют в начале летнего периода [11, 28–30]. Поэтому для периода их «цветения» значения биомассы фитопланктона при расчете могут быть занижены. По результатам наших исследований, представленных ранее в работе [21], в июне доминировали кокколитофориды на фоне

остальных групп микроводорослей. Данные интегральной биомассы, рассчитанные двумя способами, показали высокую согласованность, при этом значения биомассы фитопланктона не были низкими. Это можно объяснить относительно близкими средними значениями удельного содержания хлорофилла в клетке ⁶ у учтенных нами диатомовых водорослей и кокколитофорид. Алгоритм дает общие оценки биомассы фитопланктона без разделения на группы и виды микроводорослей. Поэтому результаты стоит анализировать, принимая во внимание слабые стороны и допущения данной модели.

Анализируя профили концентрации хлорофилла, можно отметить, что в большинстве случаев образование его максимума в зоне ВКС происходит осенью. Это может быть связано с усилением перемешивания водных масс, поступлением биогенных веществ в верхние слои воды и расширением зоны ВКС. В то же время в поверхностном слое остается растворенная органика, возникшая в результате жизнедеятельности морских организмов. Уменьшение солнечной радиации также способствует тому, что зона фотосинтеза поднимается выше и виды водорослей, которые испытывали фотоингибирование в летний период в зоне ВКС, могут развиваться. Эти же причины могут обусловливать и образование двух пиков в профилях хлорофилла в этот период. Образование максимумов хлорофилла в апреле и в летний период за пределами ВКС, на нижней границе ЭФЗ, можно связать преимущественно с высоким уровнем освещенности, выраженной температурной стратификацией в столбе воды и узкой зоной ВКС. В июне, например, встречались пики профилей хлорофилла ниже 1% освещенности, что свидетельствует о расширении ЭФЗ вследствие высокого уровня ФАР, падающей на поверхность моря.

Проблема математического описания профилей концентрации хлорофилла остается до конца не решенной в случаях, когда они имеют два, иногда даже три максимума в столбе воды либо нетипичную одновершинную форму. Задача упрощается тем, что сложные профили встречаются не часто и в процессе осреднения различия сглаживаются. Это же происходит и при пересчете других параметров фитопланктона.

При построении моделей для Черного моря с учетом множества факторов, таких как гидрологические условия и включение питательных веществ (соединений азота, фосфора и кремния), необходимы контактные измерения вышеперечисленных параметров. В различные годы проводились исследования и сбор данных с выявлением взаимосвязи между такими параметрами, например, доминирующими видами и питательными веществами с учетом ветровой активности [12], а также взаимосвязи речного стока со структурой фитопланктонного сообщества [31]. Учет всех этих факторов в перспективе приведет к разработке сложных моделей. Для оценки интегральных величин по спутниковым данным в настоящий момент и ближайшее время будут доступны не все указанные входные параметры. Существуют сложные глобальные модели морских экосистем, включающие большое количество входных параметров [17, 32–34], однако они также не описывают все случаи, имеют свои допущения, ограничения и погрешности.

⁶ Стельмах Л. В. Закономерности роста фитопланктона и его потребление микрозоопланктоном в Черном море : дис. ... д-ра биол. наук. Севастополь, 2017. С. 37. МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025 341

Наша задача на данный момент сводится к созданию простого алгоритма для оценки общей биомассы фитопланктона и ее интегральных значений в столбе воды с учетом средних соотношений удельного хлорофилла в клетке некоторых доминирующих групп микроводорослей (уравнение (2)). Предложенный алгоритм применим для всех сезонов года с учетом распределения концентрации хлорофилла (уравнение (5)) с апреля по ноябрь и его равномерного распределения с декабря по март [23]. Результаты анализировались на примере двух сезонов. Так, среднемесячные значения интегральной биомассы фитопланктона, полученные по нашей параметризации и по расчетам с помощью измеренных входных параметров на разных глубинах, отличаются на 0,9-4% (таблица). При ограниченном поступлении отдельных питательных веществ возможны отклонения в соотношении Хл:С. В реальных условиях также происходит смена видового состава. Подобные факторы предложенная нами параметризация не учитывает. В алгоритме возможны лишь оценки изменчивости общей биомассы фитопланктона по средним характеристикам, описанным выше (уравнения (1) – (7)). Для оценок интегральной биомассы предложенная параметризация может быть применима. Алгоритм расчета в перспективе будет удобен для вычислений с использованием спутниковых данных при учете гидрооптических характеристик для Черного моря [35].

Заключение

По представленному в работе алгоритму проведены расчеты интегральной биомассы фитопланктона для прибрежной зоны и открытого прибрежья (глубины свыше 500 м) северной части Черного моря. Хорошо согласуются результаты расчета интегральной биомассы, полученные двумя способами: с использованием данных прямых измерений входных параметров на разных глубинах в экспедиционных исследованиях и с помощью уравнений распределения входных параметров. Согласно проведенной статистической обработке, для данных двух рейсов коэффициенты детерминации равны 0,7 и 0,74. Среднемесячные значения интегральной биомассы фитопланктона и стандартные отклонения, рассчитанные по результатам экспедиционных исследований в зоне фотосинтеза для июня и октября, равны 768 ± 283 и 2277 ± 726 мг C/m² соответственно, а в верхнем квазиоднородном слое они составляют 556 ± 270 мг C/m² в июне и 2023 ± 725 мг C/m² в октябре. Осредненные месячные значения по расчетам двумя способами отличались на 0,9–4%.

Приведенный алгоритм, включающий уравнения распределения всех входных параметров, прост в использовании и будет удобен при работе со спутниковыми данными. Из анализа профилей концентрации хлорофилла выявлено, что его пик в осенний период наблюдался обычно в зоне ВКС, тогда как в апреле – июле – на нижней границе эвфотического слоя, куда проникает до 0,1% от ФАР, падающей на поверхность моря. В результате множественного корреляционного анализа не было выявлено достоверной корреляционной связи между шириной глубинного максимума концентрации хлорофилла в слое воды и шестью параметрами – концентрацией хлорофилла на поверхности, глубиной ВКС и эвфотического слоя, температурой и освещенностью на поверхности моря, коэффициентом диффузного ослабления света. Получено, что влияние указанных параметров на изменчивость ширины максимума хлорофилла составляло 25%.

342

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Селифонова Ж. П., Ясакова О. Н. Фитопланктон акваторий портовых городов северовосточного шельфа Чёрного моря // Морський екологічний журнал. 2012. Т. 11, № 4. С. 67–77. EDN TMKHFV.
- Влияние комплекса факторов среды на биомассу фитопланктона и зоопланктона в Черном море в весенний период / С. Б. Крашенинникова [и др.] // Экология и строительство.
 2019. Т. 4. С. 14–21. EDN RAWNQO. https://doi.org/10.35688/2413-8452-2019-04-002
- 3. Стельмах Л. В., Мансурова И. М. Многолетняя динамика фитопланктона и концентрации хлорофилла а в поверхностном слое прибрежных вод Черного моря (район Севастополя) // Вопросы современной альгологии. 2020. № 1. С. 66–81. EDN NBMFBU. https://doi.org/ 10.33624/2311-0147-2020-1(22)-66-81
- Стельмах Л. В. Влияние адаптации фитопланктона на распределение его биомассы и концентрации хлорофилла а в поверхностном слое Черного моря // Системы контроля окружающей среды. 2019. Вып. 1. С. 106–114. https://doi.org/10.33075/2220-5861-2019-1-106-114
- Морозова-Водяницкая Н. В. Фитопланктон Черного моря. Часть І. Фитопланктон в районе Севастополя и общий обзор фитопланктона Черного моря // Труды Севастопольской биологической станции. Москва – Ленинград : Изд-во АН СССР, 1948. Т. VI. С. 39–172.
- 6. Морозова-Водяницкая Н. В. Фитопланктон Черного моря. Часть II // Труды Севастопольской биологической станции. Москва – Ленинград : Изд-во АН СССР, 1954. Т. VIII. С. 11–99.
- Basin-scale variability of phytoplankton biomass, production and growth in the Atlantic Ocean / E. Marañón [et al.] // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2000. Vol. 47, iss. 5. P. 825–857. https://doi.org/10.1016/S0967-0637(99)00087-4
- Vertical distribution of phytoplankton biomass, production and growth in the Atlantic subtropical gyres / V. Pérez [et al.] // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2006. Vol. 53, iss. 10. P. 1616–1634. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2006.07.008
- Carbon-based ocean productivity and phytoplankton physiology from space / M. J. Behrenfeld [et al.] // Global Biogeochemical Cycles. 2005. Vol. 19, iss. 1. GB1006. https://doi.org/10.1029/2004GB002299
- Stelmakh L. V. Spatial and Temporal Variability of Carbon to Chlorophyll a Ratio in Phytoplankton of the Surface Layer in Shallow Water Areas of the Black Sea (Crimea) // International Journal on Algae. 2015. Vol. 17, iss. 4. P. 385–396. https://doi.org/10.1615/Inter-JAlgae.v17.i4.60
- Alternation of diatoms and coccolithophores in the north-eastern Black Sea: a response to nutrient changes/ A. S. Mikaelyan [et al.] // Hydrobiologia. 2015. Vol. 755. P. 89–105. https://doi.org/10.1007/s10750-015-2219-z
- Drivers of phytoplankton blooms in the northeastern Black Sea / V. A. Silkin [et al.] // Marine Pollution Bulletin. 2019. Vol. 138. P. 274–284. https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2018.11.042
- 13. Структура фитопланктона Белого моря после летнего цветения: пространственная неоднородность в зависимости от гидрофизических условий / Л. С. Житина [и др.] // Сибирский экологический журнал. 2016. Т. 23, № 6. С. 888–899. EDN XCRXPT. https://doi.org/10.15372/SEJ20160608
- 14. *Menden-Deuer S., Lessard E. J.* Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protist plankton // Limnology and Oceanography. 2000. Vol. 45, iss. 3. P. 569–579. https://doi.org/10.4319/lo.2000.45.3.0569
- 15. Финенко З. З., Ковалева И. В., Суслин В. В. Новый подход к оценке биомассы фитопланктона и ее вариабельности в поверхностном слое Черного моря по спутниковым данным // Успехи современной биологии. 2018. Т. 138, № 3. С. 294–307. EDN XUKMZV. https://doi.org/10.7868/S0042132418030079

- Абакумов А. И., Пак С. Я. Моделирование процесса фотосинтеза и оценка динамики биомассы фитопланктона на основе модели Друпа // Математическая биология и биоинформатика. 2021. Т. 16, № 2. С. 380–393. EDN MVYEZI. https://doi.org/10.17537/2021.16.380
- Oguz T., Ducklow H. W., Malanotte-Rizzoli P. Modeling distinct vertical biogeochemical structure of the Black Sea: Dynamical coupling of the oxic, suboxic, and anoxic layers // Global Biogeochemical Cycles. 2000. Vol. 14, iss. 4. P. 1331–1352. https://doi.org/10.1029/1999GB001253
- Финенко З. З., Суслин В. В., Чурилова Т. Я. Региональная модель для расчета первичной продукции Черного моря с использованием данных спутникового сканера цвета SeaWiFS // Морський екологічний журнал. 2009. Т. 8, № 1. С. 81–106. EDN TNCEMJ.
- 19. *Ковалёва И. В., Суслин В. В.* Интегральная первичная продукция в глубоководных районах Черного моря в 1998–2015 годах // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 4. С. 432–445. EDN MYVMZX. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2022-4-432-445
- Изменчивость толщины перемешанного слоя в Черном море и ее связь с динамикой вод и атмосферным воздействием / А. А. Кубряков [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 5. С. 449–468. EDN AIEJPU. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2019-5-449-468
- Structural and functional parameters of the Black Sea phytoplankton during the summer bloom of the coccolithophore *Emiliania huxleyi* / L. V. Stelmakh [et al.] // Regional Studies in Marine Science. 2024. Vol. 76. 103594. https://doi.org/10.1016/j.rsma.2024.103594
- 22. Ковалёва И. В., Суслин В. В. Сезонная изменчивость биомассы и удельной скорости роста фитопланктона в 2016–2020 годах в глубоководной зоне Чёрного моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023. Т. 20, № 4. С. 250–262. EDN VXDPLZ. https://doi.org/10.21046/2070-7401-2023-20-4-250-262
- 23. *Финенко 3. 3., Чурилова Т. Я., Ли Р. И.* Вертикальное распределение хлорофилла и флуоресценции в Черном море // Морський екологічний журнал. 2005. Т. 4, № 1. С. 15–46. EDN VKGJUN.
- 24. *Кубрякова Е. А., Кубряков А. А., Станичный С. В.* Влияние зимнего выхолаживания на вертикальное вовлечение вод и интенсивность цветения фитопланктона в Черном море // Морской гидрофизический журнал. 2018. Т. 34, № 3. С. 206–222. EDN VLPZDY. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2018-3-206-222
- 25. *Mellor G. L.* One-Dimensional, Ocean Surface Layer Modeling: A Problem and a Solution // Journal of Physical Oceanography. 2001. Vol. 31, iss. 3. P. 790–809. https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<0790:ODOSLM>2.0.CO;2
- 26. Развитие фитопланктона в зимне-весенний период в прибрежных водах Крыма / З. З. Финенко [и др.] // Морской биологический журнал. 2021. Т. 6, № 1. С. 102–114. EDN BLFXXH. https://doi.org/10.21072/mbj.2021.06.1.08
- Finenko Z. Z., Mansurova I. M., Suslin V. V. Temporal Dynamics of Phytoplankton Biomass in the Surface Layer of the Black Sea According to Satellite Observations // Oceanology. 2022. Vol. 62, iss. 3. P. 358–368. https://doi.org/10.1134/S0001437022030043
- Pautova L. A., Mikaelyan A. S., Silkin V. A. Structure of plankton phytocoenoses in the shelf waters of the northeastern Black Sea during the *Emiliania huxleyi* bloom in 2002–2005 // Oceanology. 2007. Vol. 47, iss. 3. P. 377–385. https://doi.org/10.1134/S0001437007030101
- Mikaelyan A. S., Silkin V. A., Pautova L. A. Coccolithophorids in the Black Sea: Their interannual and long-term changes // Oceanology. 2011. Vol. 51, iss. 1. P. 39–48. https://doi.org/10.1134/S0001437011010127
- Environmental control on phytoplankton community structure in the NE Black Sea / V. A. Silkin [et al.] // Journal of Experimental Marine Biology and Ecology. 2014. Vol. 461. P. 267–274. https://doi.org/10.1016/j.jembe.2014.08.009
- Response of the Coastal Phytoplankton Community to the Runoff from Small Rivers in the Northeastern Black Sea / V. M. Sergeeva [et al.] // Diversity. 2023. Vol. 15, iss. 7. 857. https://doi.org/10.3390/d15070857

- Vichi M., Pinardi N., Masina S. A generalized model of pelagic biogeochemistry for the global ocean ecosystem. Part I: Theory // Journal of Marin Systems. 2007. Vol. 64, iss. 1–4. P. 89– 109. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2006.03.006
- Дорофеев В. Л., Коротаев Г. К., Сухих Л. И. Система диагноза-прогноза состояния экосистемы Черного моря // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2017. Т. 28, № 2. С. 71–85. EDN ZGSVTP. https://doi.org/10.21513/0207-2564-2017-2-71-85
- 34. Беляев В. И., Кондуфорова Н. В. Математическое моделирование экологических систем шельфа. Киев : Наукова думка, 1990. 239 с.
- 35. Суслин В. В., Чурилова Т. Я., Пряхина С. Ф. Региональная методика восстановления первичных гидрооптических характеристик Черного моря по данным цветового сканера SeaWiFS // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2012. Вып. 26, т. 2. С. 204–223. EDN VWSEIV.

Об авторе:

Ковалёва Илона Васильевна, старший научный сотрудник, отдел экологической физиологии водорослей, ФГБУН ФИЦ Институт биологии южный морей имени А. О. Ковалевского РАН (299011, Россия, г. Севастополь, пр. Нахимова, д. 2), кандидат биологических наук, ORCID ID: 0000-0001-5430-2002, Scopus Author ID: 57211264299, ResearcherID: AAB-4397-2019, SPIN-код: 2356-4570, ilonavk@ibss-ras.ru УДК 551.465 EDN: MMVQEN

Схема Аракавы – Лэмба в приложении для стратифицированной несжимаемой жидкости при отсутствии трения

С. Г. Демышев

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

Поступила в редакцию 06.11.2024; одобрена после рецензирования 05.12.2024; принята к публикации 13.03.2025.

Аннотация

Цель. Проведены обобщение схемы Аракавы – Лэмба для дискретных уравнений горизонтальных компонент трехмерного абсолютного вихря скорости идеальной жидкости и анализ их свойств.

Методы и результаты. Для вывода конечно-разностных трехмерных уравнений вихря скорости используется переопределенная сетка, что позволяет получить дискретные уравнения движения, следствием которых является уравнение для абсолютного вихря скорости. Полученная форма записи представлена в виде трех слагаемых, которые отражают разные свойства дискретных уравнений. Первое слагаемое обеспечивает выполнение для дискретной постановки закона сохранения энергии, второе – наличие двух квадратичных инвариантов для случая бездивергентного течения, прибавление третьего слагаемого приводит к схеме Аракавы – Лэмба при приближении мелкой воды. Из представленной записи следует, что второе и третье слагаемые, для которых нет аналогов в непрерывной постановке, могут интерпретироваться как приближение нуля со вторым порядком точности. Тем самым с помощью подбора этих выражений есть возможность строить схемы с нужными свойствами сохранения.

Выводы. Форма записи дискретного уравнения трехмерного абсолютного вихря скорости позволяет конструировать схемы с заранее заданными свойствами. Получены разностные уравнения для горизонтальных компонент вихря скорости, обладающие двумя квадратичными инвариантами.

Ключевые слова: схема Аракавы – Лэмба, дискретные уравнения модели, динамика моря, кинетическая энергия, абсолютный вихрь, квадратичные инварианты

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ по теме FNNN-2021-0004.

Для цитирования: Демышев С. Г. Схема Аракавы – Лэмба в приложении для стратифицированной несжимаемой жидкости при отсутствии трения // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 3. С. 346–357. EDN MMVQEN.

The Arakawa – Lamb Scheme in Application to Stratified Incompressible Fluid in the Absence of Friction

S. G. Demyshev

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

Abstract

Purpose. The study is purposed at generalizing the Arakawa–Lamb scheme for discrete equations of the horizontal components of three-dimensional absolute vorticity of an ideal fluid, and also at analyzing their features.

Methods and Results. To derive the finite-difference three-dimensional equations of absolute vorticity, the grid containing more unknowns than equations is applied, that permits to obtain the discrete equations of motion which, in their turn, yield the equation for absolute vorticity. The resulting expression is presented in a form of three terms reflecting different features of the discrete equations. The first term provides the fulfillment of an energy conservation law for discrete statement, the second term – the presence of two quadratic invariants for the case of a divergence-free flow, the addition of the third term results in the Arakawa–Lamb scheme at the shallow water approximation. It follows from the presented expression that the second and third terms, for which there are no analogues in the continuous statement, can be interpreted as a zero approximation with the second order of accuracy. Thus, selection of these expressions makes it possible to construct the schemes with the required features of conservation laws.

Conclusions. The presented form of discrete equation of the three-dimensional absolute vorticity allows constructing the schemes with the previously set features. The difference equations for the horizontal components of absolute vorticity are derived, they possess two quadratic invariants.

Keywords: Arakawa-Lamb scheme, discrete equations of model, sea dynamics, kinetic energy, absolute vortex, quadratic invariants

Acknowledgments: The study was carried out within the framework of state assignment of FSBSI FRC MHI on theme FNNN- 2021-0004.

For citation: Demyshev, S.G., 2025. The Arakawa–Lamb Scheme in Application to Stratified Incom-pressible Fluid in the Absence of Friction. *Physical Oceanography*, 32(3), pp. 361-371.

Введение

Одним из фундаментальных результатов в исследовании дифференциальных уравнений в частных производных остается теорема Нетер [1], которая устанавливает взаимно однозначное соответствие между свойствами решения таких систем и законами сохранения, которыми они обладают. Явным примером ее приложения для уравнений мелкой воды является схема сохранения энергии и потенциальной энстрофии (законы сохранения), что обеспечивает постоянство среднего волнового числа, взвешенного по энергии (свойство решения).

Для разностной системы уравнений двумерной динамики в работе [2] были получены схемы, сохраняющие энергию и квадрат вихря для бездивергентного движения. Для приближения мелкой воды в [3] приведена дискретная система уравнений, которая обладает двумя квадратичными инвариантами – энергией и потенциальной энстрофией. Как следствие этого свойства, в соответствии с дифференциальной постановкой запрещается передача энергии в сторону одних масштабов, например в малые. В работе [4] получена дискретизация скобки Намбу с сохранением свойства антисимметрии, что позволило обобщить схему Аракавы – Лэмба и получить разностную схему, полностью (по времени и пространству) обладающую двумя дискретными квадратичными инвариантами (энергия и потенциальная энстрофия). На ее основе выводятся явные конечно-разностные уравнения мелкой воды, которые сохраняют массу, циркуляцию, энергию и потенциальную энстрофию на регулярной квадратной сетке и на неструктурированной треугольной сетке. Последняя включает в себя регулярную шестиугольную сетку как частный случай.

В работе [5] классическая схема Аракавы – Лэмба, выписанная для ортогональных квадратных сеток, представлена на произвольных неортогональных полигональных сетках и схема, полученная в работе [4], обобщена на произвольные ортогональные сферические полигональные сетки таким образом, чтобы обеспечить сохранение энергии и потенциальной энстрофии. Для уравнений мелкой воды в случае обобщенных криволинейных координат в работе [6] на основе тензорного анализа выводится конечно-разностная схема, сохраняющая энергию и потенциальную энстрофию. Показано, что точное сохранение дискретной энергии и потенциальной энстрофии предотвращает искажение прямого и обратного каскадов энергии в квазидвумерной турбулентной жидкости и повышает устойчивость схемы.

Для уравнений мелкой воды, которые включают полную силу Кориолиса и рельеф дна, в работе [7] выведена схема, сохраняющая энергию и потенциальную энстрофию. Авторы отмечают, что сохранение дискретной энергии и дискретной потенциальной энстрофии предотвращает искажение прямого и обратного каскадов энергии в квазидвумерной турбулентности и повышает устойчивость схемы.

В настоящей работе, которая является продолжением исследований [8, 9], схема Аракавы – Лэмба переписывается специальным образом. Полученная запись позволяет, во-первых, выделить явным образом слагаемые, ответственные за разные свойства сохранения в уравнении для абсолютного вихря скорости, и, во-вторых, обобщить схему для дискретных уравнений горизонтальных компонент вихря скорости.

Дискретные уравнения движения

Рассмотрим дифференциальные уравнения несжимаемой жидкости в поле потенциальных сил при отсутствии вязкости и внешних источников. Тогда в приближении Буссинеска в декартовой системе координат скорость движения в области Ω с границей $\partial \Omega$ в форме Громеки – Лэмба удовлетворяет следующей системе уравнений:

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

$$\nabla \vec{\mathbf{U}} = 0 \quad . \tag{2}$$

Введены обозначения: $\vec{U} = (u, v, w)$ – компоненты вектора скорости течения по осям (x, y, z), направленным на восток, север и вертикально вниз соответственно; $\vec{g} = (0, 0, g)$ – ускорение свободного падения ; (P, ρ) – давление и плотность морской воды; $\rho_0 = 1$ г/см³ (в дальнейшем полагаем давление и плотность нормированными на ρ_0); $\vec{f} = (0, 0, f^z)$ – параметр Кориолиса, где $f^z = 2\omega \sin\varphi; \omega$ – угловая скорость вращения Земли; φ – широта.

В уравнении (1) введены абсолютный вихрь скорости и кинетическая энергия движения:

$$\vec{\xi} = \operatorname{rot} \vec{U} + \vec{f}, \quad \xi^x = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}, \quad \xi^y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}, \quad \xi^z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f^z, \quad (3)$$

$$E = \rho_0 \frac{u^2 + v^2 + w^2}{2}.$$
 (4)

В терминах тензорного анализа

$$\xi^{\alpha} = \varepsilon^{\alpha\beta\gamma}\partial_{\beta}\upsilon^{\gamma} + f^{\alpha}$$
, где $(\upsilon^{x}, \upsilon^{y}, \upsilon^{z}) = (u, v, w)$

Здесь и далее α, β, γ одновременно могут принимать только разные значения x, y, z; $\epsilon^{\alpha\beta\gamma}$ – тензор Леви-Чивиты и для каждого фиксированного α суммирование осуществляется по β, γ .

При
$$z = 0$$
 $w = -\varsigma_t$, при $z = H(x, y)$ $w = 0$. (5)

На боковых стенках ставятся условия непротекания:

для меридиональных u = 0, для зональных участков границы v = 0. (6) Начальные условия:

при $t = t_0$ $u = u^0$, $v = v^0$, $w = w^0$.

Уравнение для абсолютного вихря скорости имеет вид

$$\frac{\partial \vec{\xi}}{\partial t} + \nabla \times (\vec{\xi} \times \vec{U}) = \nabla \times (\vec{g}\rho).$$
⁽⁷⁾

Аппроксимируем бассейн с неровным дном боксами, центрам которых соответствуют целочисленные значения индексов *i*, *j*, *k* ($i = i_1, ..., i_N$, $j = j_1, ..., j_M$, $k = 1, ..., K_{i,j}$), граням – i+1/2, j+1/2, k+1/2. Горизонтальные размеры боксов (h_x, h_y) постоянные, по вертикали используется неравномерная аппроксимация ($h_z^k = z_{k+1/2} - z_{k-1/2}$, $h_z^{k+1/2} = z_{k+1} - z_k$).

Разностные операторы имеют вид (для *j*, *k* – аналогично):

$$\overline{\phi}_{i,j,k}^{x} = \frac{\phi_{i+1/2,j,k} + \phi_{i-1/2,j,k}}{2}, \quad \delta_{x}\phi_{i,j,k} = \frac{\phi_{i+1/2,j,k} - \phi_{i-1/2,j,k}}{h_{x}},$$

$$\nabla_{x,y}^{2}\phi_{i,j,k} = \delta_{x}^{2}\phi_{i,j,k} + \delta_{y}^{2}\phi_{i,j,k},$$
(8)

349

$$\{\phi\}^{\Omega_k} = \frac{1}{\Omega_k} \sum_{i,j} \phi_{i,j,k} h_x h_y, \quad \{\phi\}^V = \frac{1}{V} \sum_{i,j} \sum_{k=1}^{K_{i,j}} \phi_{i,j,k} h_z^k h_x h_y, \quad V = \sum_{i,j} \sum_{k=1}^{K_{i,j}} h_z^k h_x h_y.$$

На горизонтах z_k рассчитываются горизонтальные компоненты скорости, на горизонтах $z_{k+1/2}$ – вертикальная скорость; Ω_k – площадь поверхности на горизонте k. Распределение переменных указано на рисунке.



Распределение переменных в боксе (i, j, k), на его ребрах – компоненты абсолютного вихря скорости ξ^x, ξ^y, ξ^z

Distributions of variables in the box (i, j, k) and on its edges are the absolute vorticity components ξ^x, ξ^y, ξ^z

Выпишем дифференциально-разностные уравнения движения (дифференциальные по времени) [3, 9]:

$$\frac{du_{i+1/2,j,k}}{dt} - \left[v, \xi^z\right]_{i+1/2,j,k} + \left[w, \xi^y\right]_{i+1/2,j,k} = -\delta_x (E_{i+1/2,j/k} + P_{i+1/2,j,k}), \tag{9}$$

$$\frac{dv_{i,j+1/2,k}}{dt} + \left[u,\xi^z\right]_{i,j+1/2,k} - \left[w,\xi^x\right]_{i,j+1/2,k} = -\delta_y(E_{i,j+1/2,k} + P_{i,j+1/2,k}),$$
(10)

$$\frac{dw_{i,j,k+1/2}}{dt} - \left[u,\xi^{y}\right]_{i,j,k+1/2} + \left[v,\xi^{x}\right]_{i,j,k+1/2} = -\delta_{z}(E_{i,j,k+1/2} + P_{i,j,k+1/2}) + g\rho_{i,j,k+1/2}.$$
(11)

Для дискретных аналогов нелинейных слагаемых введены обозначения

$$\left[v,\xi^{z}\right]_{i+1/2,j,k},\left[w,\xi^{y}\right]_{i+1/2,j,k},\left[u,\xi^{z}\right]_{i,j+1/2,k},\left[w,\xi^{x}\right]_{i,j+1/2,k},\left[w,\xi^{x}\right]_{i,j+1/2,k}\right]$$

 $[u, \xi^{y}]_{i,j,k+1/2}, [v, \xi^{x}]_{i,j,k+1/2}$, конкретный вид которых представим позже.

В соответствии с обозначениями (3), (4), (8) компоненты вихря скорости (рисунок) и кинетическая энергия имеют вид

$$\xi_{i,j+1/2,k+1/2}^{x} = \delta_{y} (w_{i,j+1/2,k+1/2}) - \delta_{z} (v_{i,j+1/2,k+1/2}), \qquad (12)$$

$$\xi_{i+1/2,j,k+1/2}^{z} = \delta_{z} (u_{i+1/2,j,k+1/2}) - \delta_{x} (w_{i+1/2,j,k+1/2}), \qquad (12)$$

$$\xi_{i+1/2,j+1/2,k}^{z} = \delta_{x} (v_{i+1/2,j+1/2,k}) - \delta_{y} (u_{i+1/2,j+1/2,k}) + f_{j+1/2}^{z}, \qquad E_{i,j,k} = \frac{\overline{u_{i,j,k}^{2}} + \overline{v_{i,j,k}^{2}} + \overline{w_{i,j,k}^{2}}}{2}.$$

Из аппроксимации (5) следует, что в точках i+1/2, j+1/2, k+1/2 выполняется

$$\delta_x \xi_{i,j+1/2,k+1/2}^x + \delta_y \xi_{i+1/2,j,k+1/2}^y + \delta_z \xi_{i+1/2,j+1/2,k}^z = 0.$$
(13)

Рассмотрим движение в плоскости (*x*, *y*). В отличие от классической работы [3], запишем нелинейное слагаемое $[v, \xi^z]_{i+1/2, j, k}$ в первом уравнении и $[u, \xi^z]_{i, j+1/2, k}$ – во втором в следующем виде:

$$-[\xi, v]_{i+1/2, j, k} = -\underbrace{\overline{\underbrace{v_{i+1/2, j}}_{i} \frac{\xi_{i+1/2, j, k}}{1}}_{I} - \underbrace{\frac{h_x^2 h_y^2}{48} \delta_x \Big[(\delta_y v_{i+1/2, j, k}) (\delta_x \delta_y \xi_{i+1/2, j, k}^z) \Big]}_{II} + \underbrace{\frac{h_x h_y}{6} \{ [\delta_x (\overline{u_{i+1/2, j, k}}^x \delta_y \overline{\xi_{i+1/2, j, k}}^x)] - \frac{1}{2} [u_{i+1/2, j, k} \delta_x \delta_y \overline{\xi_{i+1/2, j, k}}^z] \},$$
(14)

$$[\xi, u]_{i,j+1/2,k} = \underbrace{\overline{\underbrace{u_{i,j+1/2,k}}^{x} \overline{\xi_{i,j+1/2,k}}^{z}}_{I} + \underbrace{\frac{h_{x}^{2} h_{y}^{2}}{48} \delta_{y} \Big[(\delta_{x} u_{i,j+1/2,k}) (\delta_{x} \delta_{y} \xi_{i,j+1/2,k}^{z}) \Big]}_{II} - \underbrace{\frac{h_{x} h_{y}}{6} \{ [\delta_{y} (\overline{v_{i,j+1/2,k}}^{y} \delta_{x} \overline{\xi_{i,j+1/2,k}}^{z})] + \frac{1}{2} [v_{i,j+1/2,k} \delta_{x} \delta_{y} \overline{\xi_{i,j+1/2,k}}^{y}] \}}_{II}.$$

$$(15)$$

Переходя к дискретным уравнениям бездивергентного течения в плоскости (x, y), после известных преобразований с учетом равенства (13) получим уравнение для вихря скорости. Дифференциальное уравнение вихря обладает законами сохранения энергии, вихря и энстрофии (квадрат вихря), которые должны соблюдаться в разностной задаче. Смысл записи нелинейных слагаемых в уравнениях (9), (10) в виде выражений (14), (15) заключается в следующем. Разностное слагаемое, обозначенное цифрой I, соответствует дифференциальному аналогу горизонтальной адвекции. В разностном уравнении для вихря скорости оно обеспечивает выполнение закона сохранения дискретной энергии, но вихрь и энстрофия не являются инвариантами. Член, обозначенный цифрой II, имеет четвертый порядок малости и поэтому порядок разностной схемы не меняет. Но его присутствие в выражениях (14), (15) обеспечивает в дискретном уравнении для вихря скорости бездивергентного течения выполнение законов сохранения вихря, энергии и энстрофии [2].

Третье слагаемое второго порядка малости принципиально отличается от двух других. Если первые два могут интерпретироваться как приближение $v\xi^z$, то третий член формально никакому слагаемому не соответствует. Он появляется в результате требования консервативности дискретного уравнения вихря, обеспечивая наряду с первым слагаемым сохранение энергии и потенциальной энстрофии в модели мелкой воды (дивергентное движение в плоскости (*x*, *y*)) [3].

Из представленных рассуждений следует, что уравнения движения в приближении мелкой воды могут быть записаны в следующем виде:

$$\frac{du_{i+1/2,j}}{dt} - \overline{\overline{v_{i+1/2,j}}^{y} \overline{\xi_{i+1/2,j}}^{z}}^{xy^{x}} = -\delta_{x}(\eta_{i+1/2,j} + E_{i+1/2,j}) + \Phi_{i+1/2,j}^{x}, \quad (16)$$

$$\frac{dv_{i,j+1/2}}{dt} + \overline{\overline{u_{i,j+1/2}}^{x} \overline{\xi_{i,j+1/2}^{z}}^{xy^{y}}} = -\delta_{y}(\eta_{i,j+1/2} + E_{i,j+1/2}) + \Phi_{i,j+1/2}^{y}, \qquad (17)$$

где $\eta_{i,j}$ – возвышение свободной поверхности. В уравнениях (16), (17) вид $\Phi^x_{i+1/2,j}, \Phi^y_{i,j+1/2}$ очевиден.

Из сказанного следует два вывода. Во-первых, методом построения разностных схем, обладающих нужными свойствами сохранения, может служить выбор подходящих выражений типа Φ^x , Φ^y , которые порядок задачи не меняют и могут интерпретироваться как приближение нуля с соответствующим порядком. Во-вторых, уравнения (16), (17) могут быть записаны в терминах тензорного анализа:

$$\frac{d\upsilon_{n^{\alpha}}^{\alpha}}{dt} - \varepsilon^{\alpha\beta\gamma}\overline{\upsilon_{n^{\alpha}}^{\beta}} \overline{\xi_{n^{\alpha}}^{\gamma}}^{\alpha\beta}}^{\alpha\beta} = -\delta^{\alpha}(h_{n^{\alpha}} + E_{n^{\alpha}}) + \Phi_{n^{\alpha}}^{\alpha}, \qquad (18)$$

где α , β , γ одновременно могут принимать только разные значения *x*, *y*, *z*. Выражения для $\Phi_{x^{\alpha}}^{\alpha}$ приведем позже.

Введены следующие обозначения: $(v_{n^x}^x, v_{n^y}^y, v_{n^z}^z) = (u_{i+1/2, j, k}, v_{i, j+1/2, k}, w_{i+1/2, j+1/2, k})$, где n^x, n^y, n^z соответствуют точкам (i+1/2, j, k), (i, j+1/2, k), (i, j, k+1/2).

Если в уравнении (18) примем $\alpha = x$, то получим уравнение (16), если $\alpha = y$, то получим уравнение (17). Иначе говоря, переставляя местами α и β , мы получаем систему (16), (17).

С учетом введенных обозначений запишем уравнения (9)-(11) в виде одного:

$$\frac{d\upsilon_{n^{\alpha}}^{\alpha}}{dt} - \varepsilon^{\alpha\beta\gamma}\overline{\overline{\upsilon_{n^{\alpha}}^{\beta}}}\overline{\xi_{n^{\alpha}}^{\gamma}}^{\alpha\beta} - \varepsilon^{\alpha\gamma\beta}\overline{\overline{\upsilon_{n^{\alpha}}^{\gamma}}}^{\gamma}\overline{\xi_{n^{\alpha}}^{\beta}}^{\alpha\gamma}}^{\alpha} = -\delta_{\alpha}(E_{n^{\alpha}} + P_{n^{\alpha}}) + \vec{g}\rho_{n^{\alpha}} + \Phi_{n^{\alpha}}^{\alpha}.$$
 (19)

Пусть в уравнении (19) $\alpha = x, \beta = y, \gamma = z$, тогда получаем

$$\frac{du_{i+1/2,j,k}}{dt} - \overline{v_{i+1/2,j,k}}^{y} \overline{\xi_{i+1/2,j,k}^{z}}^{x} + \overline{w_{i+1/2,j,k}}^{z} \overline{\xi_{i+1/2,j,k}^{y}}^{x} = -\delta_{x}(E_{i+1/2,j,k} + P_{i+1/2,j,k}) + \Phi_{i+1/2,j,k}^{x}, \qquad (20)$$

при $\alpha = y, \beta = x, \gamma = z$

$$\frac{dv_{i,j+1/2,k}}{dt} + \overline{\overline{u_{i,j+1/2,k}}^{x}} \overline{\xi_{i,j+1/2,k}^{z}}^{y} - \overline{\overline{w_{i,j+1/2,k}}^{x}} \overline{\xi_{i,j+1/2,k}^{x}}^{y} = -\delta_{y}(E_{i,j+1/2,k} + P_{i,j+1/2,k}) + \Phi_{i,j+1/2,k}^{y}, \qquad (21)$$

при $\alpha = z, \beta = y, \gamma = x$

$$\frac{dw_{i,j,k+1/2}}{dt} - \overline{u_{i,j,k+1/2}}^{x} \overline{\xi_{i,j,k+1/2}}^{y} + \overline{v_{i,j,k+1/2}}^{y} \overline{\xi_{i,j,k+1/2}}^{z} = -\delta_{z} (E_{i,j,k+1/2} + P_{i,j,k+1/2}) + g\rho_{i,j,k+1/2} + \Phi_{i,j,k+1/2}^{z}.$$
(22)

Рассмотрим последнее слагаемое в уравнении (19). Представим его в виде

$$\Phi_{n^{\alpha}}^{\alpha} = \Phi_{n^{\alpha}}^{1} + \Phi_{n^{\alpha}}^{2} + \Phi_{n^{\alpha}}^{3} .$$
 (23)

353

Тогда в соответствии с выражениями (14), (15) слагаемые в равенстве (23) можем записать следующим образом

$$\Phi_{n^{\alpha}}^{1} = \varepsilon^{\alpha\beta\gamma} \frac{h_{\alpha}^{2} h_{\beta}^{2}}{48} \delta_{\alpha} \Big[(\delta_{\beta} \upsilon_{n^{\alpha}}^{\beta}) (\delta_{\alpha} \delta_{\beta} \xi_{n^{\alpha}}^{\gamma}) \Big],$$

$$\Phi_{n^{\alpha}}^{2} = -\varepsilon^{\alpha\beta\gamma} \frac{h_{\alpha} h_{\beta}}{6} [\delta_{\alpha} (\overline{\upsilon_{n^{\alpha}}^{\alpha}}^{\alpha} \delta_{\beta} \overline{\xi_{n^{\alpha}}^{\gamma}}^{\alpha})],$$

$$\Phi_{n}^{3} = \varepsilon^{\alpha\beta\gamma} \frac{h_{\alpha} h_{\beta}}{12} [\upsilon_{n^{\alpha}}^{\alpha} \delta_{\alpha} \delta_{\beta} \overline{\xi_{n^{\alpha}}^{\gamma}}^{\alpha}].$$
(24)

Заметим, что здесь и далее суммирование осуществляется при фиксированном α по двум перестановкам – β, γ и γ, β. Поэтому уравнения (21)–(22) с учетом выражения (24) могут быть записаны в виде одного уравнения

$$\frac{d\upsilon_{n^{\alpha}}^{\alpha}}{dt} \underbrace{-\varepsilon^{\alpha\beta\gamma} \overline{\upsilon_{n^{\alpha}}^{\beta} \overline{\xi_{n^{\alpha}}^{\gamma}}^{\alpha\beta}}_{1}^{\alpha}}_{H} + \delta_{\alpha} (E_{n^{\alpha}} + P_{n^{\alpha}}) - \vec{g}\rho_{n^{\alpha}} = \underbrace{\varepsilon^{\alpha\beta\gamma} \frac{h_{\alpha}h_{\beta}}{12} \left[\upsilon_{n^{\alpha}}^{\alpha} \delta_{\alpha} \delta_{\beta} \overline{\xi_{n^{\alpha}}^{\gamma}}_{n} \right]}_{H} + \underbrace{\varepsilon^{\alpha\beta\gamma} \frac{h_{\alpha}^{2}h_{\beta}^{2}}{48} \left(\delta_{\alpha} \left\langle (\delta_{\beta}\upsilon_{n^{\alpha}}^{\beta}) (\delta_{\alpha}\delta_{\beta}\xi_{n^{\alpha}}^{\gamma}) \right\rangle - 2\delta_{\alpha} (\overline{\upsilon_{n^{\alpha}}^{\alpha}}^{\alpha} \delta_{\beta} \overline{\xi_{n^{\alpha}}^{\gamma}}) \right)}_{HI}}_{H}.$$
(25)

Дискретное уравнение (25) обладает следующими особенностями. Слагаемое I является дискретным аналогом нелинейного члена в уравнении движения. В случае приближения мелкой воды выполняется закон сохранения энергии, но нет гарантии сохранения потенциальной энстрофии (второй квадратичный инвариант). Добавление члена, отмеченного как II, приводит к схеме, обеспечивающей наличие двух дискретных инвариантов – энергии и энстрофии (квадрат вихря) для бездивергентного течения, но по-прежнему для приближения мелкой воды отсутствует свойство сохранения потенциальной энстрофии. И, наконец, слагаемое III приводит к схеме Аракавы – Лэмба [3].

Правая часть формально не соответствует дифференциальному виду уравнения (1), но порядок схемы не меняет и может интерпретироваться как аппроксимация нуля со вторым порядком точности по пространственным координатам.

В указанных обозначениях абсолютный вихрь скорости (12) переписывается в виде (разностный аналог (3))

$$\xi^{\alpha}_{n^{\alpha}} = \varepsilon^{\alpha\beta\gamma} \delta_{\beta} \upsilon^{\gamma}_{n^{\alpha}} + f^{\alpha}.$$
⁽²⁶⁾

Проведя соответствующие операции, получаем дифференциальноразностное (дифференциальное по времени) уравнение для абсолютного вихря скорости (дискретный аналог уравнения (7)):

$$\frac{d\xi_{n^{\alpha}}^{\alpha}}{dt} + \delta_{\beta} \Big[\upsilon_{n^{\beta}}^{\beta}, \xi_{n^{\alpha}}^{\alpha} \Big] - \delta_{\gamma} \Big[\upsilon_{n^{\alpha}}^{\alpha}, \xi_{n^{\gamma}}^{\gamma} \Big] = \vec{g} \vartheta_{n^{\alpha}}^{\alpha} - \frac{\varepsilon^{\alpha\beta\gamma}}{2} \Big[\delta_{\beta} (\Phi_{n^{\gamma}}^{\gamma}) - \delta_{\gamma} (\Phi_{n^{\beta}}^{\beta}) \Big].$$
(27)

Квазистатическое приближение

Рассмотрим частный случай движения в квазистатическом приближении с учетом краевых (6) и начальных условий. В этом случае

$$\xi^{x} = -\frac{\partial v}{\partial z}, \quad \xi^{y} = \frac{\partial u}{\partial z}, \quad \xi^{z} = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f^{z}, \quad E = \rho_{0} \frac{u^{2} + v^{2}}{2}.$$
(28)

Уравнение неразрывности имеет прежний вид (2).

Напомним, что предполагаем $\rho_0 = 1 \frac{\Gamma p}{c M^3}$.

В соответствии с сеткой *С* (рис. 1) разностные аналоги вихря скорости (26) в виде (28) и кинетической энергии записываются следующим образом: 354 МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025
$$\xi_{i,j+1/2,k+1/2}^{x} = -\delta_{z}(\mathbf{v}_{i,j+1/2,k+1/2}), \quad \xi_{i+1/2,j,k+1/2}^{y} = \delta_{z}(u_{i+1/2,j,k+1/2}), \quad (29)$$

$$\xi_{i+1/2,j+1/2,k}^{z} = \delta_{x}(\mathbf{v}_{i+1/2,j+1/2,k}) - \delta_{y}(u_{i+1/2,j+1/2,k}) + f_{j+1/2}^{z}.$$

$$E_{i,j,k} = \frac{\overline{u_{i,j,k}^{2}}^{x} + \overline{\mathbf{v}_{i,j,k}^{2}}}{2}.$$

Дискретное уравнение движения (25) при $\alpha = x$, $\beta = y$, $\gamma = z$ и $\alpha = y$, $\beta = x$, $\gamma = z$ приводит к системе уравнений (20), (21), где компоненты абсолютного вихря имеют вид (29).

Перепишем полученные уравнения в следующем виде:

$$\frac{du_{i+1/2,j,k}}{dt} + N_{i+1/2,j,k}^{u}(u,v) + \left(\overline{\overline{w_{i+1/2,j,k}^{v}}\xi_{i+1/2,j,k}^{v}h_{z}^{k-z}}(h_{z}^{k})^{-1}\right) = -\delta_{x}(E_{i+1/2,j/k} + P_{i+1/2,j,k}), \quad (30)$$

$$\frac{dv_{i,j+1/2,k}}{dt} + N_{i,j+1/2,k}^{v}(u,v) - \left(\overline{\overline{w_{i,j+1/2,k}^{v}}\xi_{i,j+1/2,k}^{x}h_{z}^{k-z}}(h_{z}^{k})^{-1}\right) = -\delta_{y}(E_{i,j+1/2,k} + P_{i,j+1/2,k}). \quad (31)$$

Для описания вертикальной адвекции выбрана схема на минимальном разностном шаблоне, обеспечивающая сохранение энергии в уравнениях движения. Она является частным случаем схемы, представленной в уравнениях (21)–(24). Нетрудно убедиться, что горизонтальные адвективные слагаемые в уравнениях (30), (31) имеют вид

$$N_{i+1/2,j,k}^{u}(u,v) = -(\alpha_{i+1,j+1/2,k}^{1}v_{i+1,j+1/2,k} + \alpha_{i+1,j-1/2,k}^{2}v_{i+1,j-1/2,k} + \alpha_{i,j+1/2,k}^{3}v_{i,j+1/2,k}v_{i,j+1/2,k} + \alpha_{i,j+1/2,k}^{4}v_{i,j+1/2,k}v_{i,j+1/2,k} + \alpha_{i+3/2,j,k}^{5}u_{i+3/2,j,k} - \alpha_{i-1/2,j,k}^{6}u_{i-1/2,j/k},$$

$$N_{i,j+1/2,k}^{v}(u,v) = \beta_{i+1/2,j+1,k}^{1}u_{i+1/2,j+1,k} + \beta_{i-1/2,j+1,k}^{2}u_{i-1/2,j+1,k} + \beta_{i+1/2,j,k}^{3}u_{i+1/2,j,k} + \beta_{i+1/2,j,k}^{4}u_{i+1/2,j,k} + \beta_{i-1/2,j,k}^{5}v_{i,j+3/2,k} + \beta_{i,j-1/2,k}^{6}v_{i,j-1/2,k},$$
(32)

где

$$\begin{aligned} \alpha_{i+1,j+1/2,k}^{1} &= \frac{1}{24} \left(2\xi_{i+3/2,j+1/2,k}^{z} + \xi_{i+3/2,j-1/2,k}^{z} + \xi_{i+1/2,j+1/2,k}^{z} + 2\xi_{i+1/2,j-1/2,k}^{z} \right), \\ \alpha_{i+1,j-1/2,k}^{2} &= \frac{1}{24} \left(\xi_{i+3/2,j+1/2,k}^{z} + 2\xi_{i+3/2,j-1/2,k}^{z} + 2\xi_{i+1/2,j+1/2,k}^{z} + \xi_{i+1/2,j-1/2,k}^{z} \right), \\ \alpha_{i,j+1/2,k}^{3} &= \frac{1}{24} \left(\xi_{i+1/2,j+1/2,k}^{z} + 2\xi_{i+1/2,j-1/2,k}^{z} + 2\xi_{i-1/2,j+1/2,k}^{z} + \xi_{i-1/2,j-1/2,k}^{z} \right), \\ \alpha_{i,j-1/2,k}^{4} &= \frac{1}{24} \left(2\xi_{i+1/2,j+1/2,k}^{z} + \xi_{i+1/2,j-1/2,k}^{z} + \xi_{i-1/2,j+1/2,k}^{z} + 2\xi_{i-1/2,j-1/2,k}^{z} \right), \\ \alpha_{i+3/2,j,k}^{5} &= \frac{1}{24} \left(\xi_{i+3/2,j+1/2,k}^{z} - \xi_{i+1/2,j-1/2,k}^{z} + \xi_{i-1/2,j+1/2,k}^{z} - \xi_{i-1/2,j-1/2,k}^{z} \right), \\ \alpha_{i-1/2,j,k}^{6} &= \frac{1}{24} \left(\xi_{i+1/2,j+1/2,k}^{z} - \xi_{i+1/2,j-1/2,k}^{z} + \xi_{i-1/2,j+1/2,k}^{z} - \xi_{i-1/2,j-1/2,k}^{z} \right), \end{aligned}$$

$$(33)$$

355

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

$$\begin{split} \beta_{i+1/2,j+1,k}^{1} &= \frac{1}{24} \left(2\xi_{_{i+1/2,j+3/2,k}}^{z} + \xi_{_{i+1/2,j+1/2,k}}^{z} + \xi_{_{i-1/2,j+3/2,k}}^{z} + 2\xi_{_{i-1/2,j+1/2,k}}^{z} \right), \\ \beta_{i-1/2,j+1,k}^{2} &= \frac{1}{24} \left(\xi_{_{i+1/2,j+3/2,k}}^{z} + 2\xi_{_{i+1/2,j+1/2,k}}^{z} + 2\xi_{_{i-1/2,j+3/2,k}}^{z} + \xi_{_{i-1/2,j+1/2,k}}^{z} \right), \\ \beta_{i-1/2,j,k}^{3} &= \frac{1}{24} \left(\xi_{_{i+1/2,j+1/2,k}}^{z} + 2\xi_{_{i+1/2,j-1/2,k}}^{z} + 2\xi_{_{i-1/2,j+1/2,k}}^{z} + \xi_{_{i-1/2,j+1/2,k}}^{z} \right), \\ \beta_{i-1/2,j,k}^{4} &= \frac{1}{24} \left(2\xi_{_{i+1/2,j+1/2,k}}^{z} + \xi_{_{i+1/2,j-1/2,k}}^{z} + \xi_{_{i-1/2,j+1/2,k}}^{z} + \xi_{_{i-1/2,j+1/2,k}}^{z} \right), \\ \beta_{i,j+3/2,k}^{5} &= \frac{1}{24} \left(\xi_{_{i+1/2,j+1/2,k}}^{z} - \xi_{_{i-1/2,j+3/2,k}}^{z} + \xi_{_{i+1/2,j+1/2,k}}^{z} - \xi_{_{i-1/2,j+1/2,k}}^{z} \right), \\ \beta_{i,j-1/2,k}^{6} &= \frac{1}{24} \left(\xi_{_{i+1/2,j+1/2,k}}^{z} - \xi_{_{i-1/2,j+3/2,k}}^{z} + \xi_{_{i+1/2,j+1/2,k}}^{z} - \xi_{_{i-1/2,j+1/2,k}}^{z} \right). \end{split}$$

Уравнение для вертикальной компоненты абсолютного вихря скорости в точке i + 1/2, j + 1/2, k + 1/2 записывается в виде ($\alpha = z$ в уравнении (27))

$$\frac{d\xi^{z}}{dt} + \delta_{x}[N^{u}(u,v)] + \delta_{y}([N^{v}(u,v)]) - \delta_{x}([w,\xi^{x}]) - \delta_{y}([w,\xi^{y}]) = 0.$$
(34)

Вид последних двух слагаемых в уравнении (34) очевиден.

Аппроксимация (32)–(34) в точности соответствует схеме Аракавы – Лэмба, и поэтому в приближении мелкой воды уравнение (34) обладает двумя квадратичными инвариантами (энергия и потенциальная энстрофия). При выполнении двух квадратичных законов сохранения среднее волновое число не зависит от времени. Поэтому предотвращается систематическая передача энергии к движениям с высокими волновыми числами и тем самым повышается устойчивость численного решения задачи.

Полученная форма записи (25), (27) позволяет выписать аналогичные схемы для двух других компонент вихря скорости.

Заключение

В работе запись схемы Аракавы – Лэмба представлена в виде трех слагаемых, которые отражают разные свойства дискретных уравнений. Первое слагаемое обеспечивает выполнение для дискретной постановки закона сохранения энергии, второе – приводит к схеме, обладающей двумя квадратичными инвариантами для случая бездивергентного течения, прибавление третьего слагаемого соответствует схеме Аракавы – Лэмба. Важной особенностью представленной записи является то, что для второго и третьего слагаемых нет аналогов в системе дифференциальных уравнений. Порядок аппроксимации они не меняют, а на свойства схемы влияют существенным образом. При уменьшении шага сетки они стремятся к нулю, и поэтому их можно интерпретировать как приближение нуля некоторой функцией – $h^2 \phi_{i,i,k}$. Следовательно, подбирая соответствующие разностные аппроксимации нулевой правой части, можно получать разностные схемы с различными свойствами сохранения. Так как таких вариантов бесконечное множество, то необходимо вводить соответствующий формализм поиска схем с заданными характеристиками.

Принципиальный результат заключается в том, что представленная запись позволяет выписать разностные уравнения для горизонтальных компонент вихря скорости, обладающих аналогично схеме Аракавы – Лэмба двумя квадратичными инвариантами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Noether E.* Invariante Variationsprobleme // Nachrichten von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen – Mathematisch-Physikalische Klasse. Berlin, 1918. P. 235–257.
- Arakawa A. Computational design for long-term numerical integration of the equations of fluid motion: Two-dimensional incompressible flow. Part I // Journal of Computational Physics. 1966. Vol. 1, iss. 1. P. 119–143. https://doi.org/10.1016/0021-9991(66)90015-5
- Arakawa A., Lamb V. R. A potential enstrophy and energy conserving scheme for the shallow water equation // Monthly Weather Review. 1981. Vol. 109, iss. 1. P. 18–36. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<0018:APEAEC>2.0.CO;2
- Salmon R. A general method for conserving energy and potential enstrophy in shallow-water models // Journal of the Atmospheric Sciences. 2007. Vol. 64, iss. 2. P. 515–531. https://doi.org/10.1175/JAS3837.1
- Sugibuchi Y., Matsuo T., Sato S. Constructing invariant-preserving numerical schemes based on Poisson and Nambu brackets // JSIAM Letters. 2018. Vol. 10. P. 53–56. https://doi.org/10.14495/jsiaml.10.53
- Toy M. D., Nair R. D. A potential enstrophy and energy conserving scheme for the shallowwater equations extended to generalized curvilinear coordinates // Monthly Weather Review. 2016. Vol. 145, iss. 3. P. 751–772. https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0250.1
- Stewart A. L., Dellar P. J. An energy and potential enstrophy conserving numerical scheme for the multi-layer shallow water equations with complete Coriolis force // Journal of Computational Physics. 2016. Vol. 313. P. 99–120. https://doi.org/10.1016/j.jcp.2015.12.042
- Демышев С. Г. Численные эксперименты по сопоставлению двух конечно-разностных схем для уравнений движения в дискретной модели гидродинамики Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2005. № 5. С. 47–59.
- Демышев С. Г. Нелинейные инварианты дискретной системы уравнений динамики моря в квазистатическом приближении // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 5. С. 557–583. EDN JWSUUM.

Об авторе:

Демышев Сергей Германович, зав. отделом теории волн, главный научный сотрудник, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физикоматематических наук, Scopus Author ID: 6603919865, SPIN-код: 1848-2350, Istina Researcher ID (IRID): 17369115, ResearcherID: C-1729-2016, ORCID ID: 0000-0002-5405-2282, demyshev@gmail.com УДК 004.94:551.467:551.465 EDN: DAATQG

Модель переноса лагранжевых частиц в квазидвухфазной среде океан – лед в параллельной модели динамики океана

С. В. Семин ^{1, 2, ⊠}, Л. Ю. Кальницкий ¹, К. В. Ушаков ¹, Р. А. Ибраев ^{3, 1}

¹ Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия ² Институт проблем безопасного развития атомной энергетики РАН, Москва, Россия ³ Институт вычислительной математики им. Г. И. Марчука РАН, Москва, Россия [⊠] svsemin@unistemlab.com

Поступила в редакцию 25.11.2024; одобрена после рецензирования 04.01.2025; принята к публикации 13.03.2025.

Аннотация

Цель. Разработана модель переноса примесей в системе океан – морской лед на основе лагранжева подхода.

Методы и результаты. Рассматривается перенос лагранжевых частиц в приближении квазидвухфазной среды океан – лед (частицы подвержены процессам ледообразования и таяния, но фактически остаются в модели океана). Впервые подробно представлено описание лагранжевой модели над произвольной вычислительной сеткой, учитывающей квадратичную поправку турбулентной диффузии. Строится синхронная модель лагранжева переноса и модели океан – морской лед (ИВМИО – *CICE5.1*). Тестовые расчеты переноса частиц в поле статического вихря в декартовой и сферической системах координат продемонстрировали корректность представленного метода. Результаты эксперимента по переносу облака частиц в море Лаптевых показали принципиальные возможности использования подхода для решения прикладных задач и хорошую масштабируемость параллельной реализации модели для большого количества частиц (до 10^6). *Выводы*. Разработанная на основе эйлерова и лагранжева подходов модель предоставляет инструментарий для комплексного решения задач, касающихся циркуляции вод и распространения примесей разного типа (радиоактивных и устойчивых изотопов, растворимых и нерастворимых элементов антропогенного и естественного происхождения и др.), и, соответственно, оценки их влияния на окружающую среду.

Ключевые слова: компьютерное моделирование, лагранжев перенос, модель динамики океана, модель океан – лед, двухфазная среда, турбулентное перемешивание, параллельные вычисления

Благодарности: работа выполнена в Институте проблем безопасного развития атомной энергетики РАН при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 20-19-00615), разделы 2-5 и в Институте океанологии им. П. П. Ширшова РАН, тема госзадания FMWE-2024-0017, раздел 1. При проведении расчетов использовались ресурсы Межведомственного суперкомпьютерного центра РАН.

Для цитирования: Модель переноса лагранжевых частиц в квазидвухфазной среде океан – лед в параллельной модели динамики океана / С. В. Семин [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 3. С. 358–377. EDN DAATQG.

© Семин С. В., Кальницкий Л. Ю., Ушаков К. В., Ибраев Р. А., 2025

Model of the Lagrangian Particle Transport in a Quasi-Two-Phase Ocean – Ice Medium in a Parallel Ocean Dynamics Model

S. V. Semin^{1, 2, \vee,} L. Yu. Kalnitskii¹, K. V. Ushakov¹, R. A. Ibrayev^{3, 1}

¹ Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
 ² Nuclear Safety Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
 ³ Marchuk Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
 ¹ Swsemin@unistemlab.com

Abstract

Purpose. The purpose of the study is to develop the model of impurity transport in the ocean – sea ice system based on the Lagrangian approach.

Methods and Results. The Lagrangian transport of particles is considered in the approximation of a quasi-two-phase ocean – ice medium (particles are subject to the ice formation and melting processes, but actually remain in the ocean model). For the first time, the Lagrangian model over an arbitrary computational grid taking into account the quadratic correction of turbulent diffusion is described in details. A synchronous model for the Lagrangian transport and the ocean – sea ice model (INMIO – CICE5.1) is constructed. The test calculations of particle transport in the field of a static vortex in the Cartesian and spherical coordinate systems demonstrate the correctness of the presented method. The results of the experiment on particle cloud transport in the Lagtev Sea have shown both the fundamental possibilities of using the approach to solve the applied problems, and a good scalability of the model parallel implementation for a large (up to 10^6) number of particles.

Conclusions. The model developed on the basis of the Eulerian and Lagrangian approaches, makes it possible to solve comprehensively the problems related to water circulation and spread of impurities of various types (radioactive and stable isotopes, soluble and insoluble elements of anthropogenic and natural origin, etc.), and, consequently, to assess their impact on the environment.

Keywords: computer modeling, Lagrangian transport, ocean dynamics model, ocean – ice model, twophase medium, turbulent mixing, parallel calculations

Acknowledgments: The work was carried out in the Nuclear Safety Institute, RAS, with financial support of the Russian Science Foundation (grant No. 20-19-00615), sections 2-5, and in the Shirshov Institute of Oceanology, RAS, state assignment theme FMWE-2024-0017, section 1. The calculations were performed using the resources of the Interdepartmental Supercomputer Center, RAS.

For citation: Semin, S.V., Kalnitskii, L.Yu., Ushakov, K.V. and Ibrayev, R.A., 2025. Model of the Lagrangian Particle Transport in a Quasi-Two-Phase Ocean – Ice Medium in a Parallel Ocean Dynamics Model. *Physical Oceanography*, 32(3), pp. 372-391.

Введение

При решении задач гидродинамики традиционно используются два подхода – эйлеров и лагранжев. Эти методы, как правило, эффективны для разных классов задач, оба имеют широкие сферы применения, могут взаимодополнять друг друга для получения более полной информации о процессах, происходящих в жидкости. При построении большинства современных моделей циркуляции океана, а также при описании общей динамики сплошной среды используется в основном эйлеров подход. В отличие от него, лагранжев подход фокусируется на траектории движения бесконечно малой жидкой частицы под действием заданных сил. Это позволяет оценить детали отдельных течений или специфичных структур (например, поверхностных и подводных течений, океанических вихрей и т. д.) в процессе эволюции внутреннего состояния сплошной среды. При этом частицам можно придать различные свойства, в том числе характерные, например, для локального био- и антропогенеза, реального или гипотетического источника загрязнения (в том числе радиоактивного), и таким образом воспроизвести динамику распространения примеси в поле заданного течения. Поскольку при моделировании динамики океана вода часто рассматривается в двух состояниях (жидком и твердом), динамические свойства которых кардинально различаются, особый научный интерес представляет изучение транспорта частиц в рамках обеих термодинамических фаз. Насколько нам известно, на данный момент в открытом доступе не представлены модели, учитывающие подобные процессы [1].

Совместное использование эйлерова и лагранжева подходов позволяет комплексно решать задачи о циркуляции вод, распространении примесей различной природы (радиоактивных и устойчивых изотопов, растворимых и нерастворимых элементов антропогенного и естественного происхождения) и, соответственно, оценивать их влияние на окружающую среду. Подобный инструмент востребован в связи с развитием логистического и военно-политического потенциала Северного морского пути 1 и в целом всего Арктического региона 2 . Так, в ходе освоения ресурсов Северного Ледовитого океана (СЛО) уже активно используются плавучие атомные электростанции, что в силу различных факторов риска обусловливает необходимость детального изучения их воздействия на окружающую среду [2]. Особое внимание следует уделить возможным внештатным ситуациям, связанным с попаданием радиоактивных изотопов в воды СЛО, что требует проведения исследования для оценки долговременных последствий [3]. Для решения этих задач оптимально подходит инструмент, основанный на совместной лагранжево-эйлеровой модели океана. В связи с этим разработка такого инструмента на базе отечественных программных продуктов приобретает особую актуальность ³.

При построении совместной лагранжево-эйлеровой модели частицы часто принято рассматривать как пассивные трассеры, не влияющие на свойства переносящего их потока. Очевидно, первичной в такой конфигурации является именно эйлерова модель: точность и достоверность полученного в результате расчетов поля скоростей определяет достоверность прогноза транспорта частиц. Эйлерова модель динамики океана подразумевает численное решение полной системы уравнений динамики жидкости в заданной акватории с определенным разрешением расчетной области при заданной параметризации

¹ План развития инфраструктуры Северного морского пути до 2035 года : распоряжение Правительства Российской Федерации от 21 декабря 2019 г. № 3120-р // Собрание законодательства Российской Федерации. 2019. № 52 (часть V). Ст. 8053.

² Государственная программа Российской Федерации «Социально-экономическое развитие Арктической зоны Российской Федерации» : Постановление Правительства Российской Федерации от 30 марта 2021 г. № 484 // Собрание законодательства Российской Федерации. 2021. № 14. Ст. 2411.

³ Концепция технологического развития до 2030 года : Распоряжение Правительства РФ от 20 мая 2023 г. № 1315-р. URL: http://government.ru/docs/all/147621/ (дата обращения: 05.06.2025). 360 МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

внутренних и граничных процессов. При совместном использовании с моделями льда и/или атмосферы этот подход обеспечивает высокую эффективность в прогнозировании динамики региональных и глобальных климатических процессов [4–10]. Применение таких моделей совместно с моделью лагранжева переноса представляется наиболее целесообразным, что подтверждается многочисленными реализованными моделями, представленными в обзоре [1].

Численные модели, поддерживающие лагранжев перенос частиц, можно разделить на два подкласса: автономные и синхронные. В первом случае эйлерова и лагранжева модели запускаются независимо друг от друг (как правило, последовательно). Поле скоростей, полученное в результате запуска первой модели, впоследствии используется во второй. В качестве примера реализации первого подкласса можно упомянуть *TRACMASS* [11], *Ariane* [12], *CMS* [13], а также модель Лагранжа на базе *SibCIOM* [14]. Во втором случае, как следует из названия, процесс моделирования динамики жидкости и частиц осуществляется синхронно, а полный набор данных о течении во всей расчетной области используется в лагранжевой модели на каждом временно́м шаге, то есть с максимально возможной дискретностью. Примеры реализации можно найти в моделях *MRI.COM*⁴, *NEMO*⁵, *HYCOM* [15], *ROMS* [16], *MITgcm* [17].

Автономные модели имеют ряд недостатков по сравнению с синхронными. Так, трехмерные поля скоростей всегда являются осредненными по времени (и иногда пространству), что влечет потерю точности в описании динамических процессов [1]. Хранение данных о течениях в четырехмерном массиве требует больших объемов дискового пространства. Во-первых, это ограничивает возможность исследования длительных по времени и детальных по пространству процессов. Во-вторых, процедура чтения из внешнего носителя – относительно медленный процесс, который сильно ограничивает производительность постобработки и самой автономной модели. Небольшой платой за все преимущества синхронных моделей являются такие их недостатки, как дополнительная нагрузка на ресурсы высокопроизводительной вычислительной системы и чуть большая сложность реализации.

Целью данной работы является разработка и реализация лагранжева переноса в модели динамики океана ИВМИО [18] – части программного комплекса совместного моделирования системы океан – лед – атмосфера – почва [5, 6, 9, 19]. При этом модель транспорта лагранжевых частиц должна обладать следующими особенностями: совместное с моделью динамики океана исполнение, учет переноса в двухфазной среде при моделировании системы океан – лед, инкорпорирование частиц по заданным координатам и в заданное время, поддержка разделения частиц на группы согласно индивидуальным свойствам (время жизни, плавучесть, условие прилипания в придонном слое), общее количество частиц до 10⁶.

⁴ Reference manual for the Meteorological Research Institute Community ocean model version 5 (MRI.COMv5) / K. Sakamoto [et al.]. MRI, 2023. 334 p. (Technical Reports of the Meteorological Research Institute ; no. 87).

⁵ NEMO ocean engine : technical report / G. Madec [et al.]. 2016. 300 p. (Note du Pôle de modélisation de l'Institut Pierre-Simon Laplace ; no. 27). https://doi.org/10.5281/ZENODO.3248739 МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025 361

Данные и методы

Совместная модель океан – лед. Реализация синхронной модели лагранжева переноса напрямую зависит от «материнской» эйлеровой модели и особенностей ее устройства. В рамках данной работы была поставлена задача создания модели транспорта частиц в двухфазной среде, что подразумевает представление особенно важных с точки зрения лагранжевой модели аспектов реализации обоих компонентов в системе моделирования океан – лед.

Базовая модель океана комплекса совместного моделирования представлена численной моделью динамики океана ИВМИО [18]. Модель относится к классу 3D PEM – 3-Dimensional Primitive Equation Model. В ее основе лежит классическая система уравнений Рейнольдса в приближениях Буссинеска, гидростатики и несжимаемой жидкости. Свободная граница раздела атмосфера – океан описывается нелинейным кинематическим условием с явным описанием потоков воды, тепла, соли и импульса. На твердых границах задано условие проскальзывания и нулевого потока тепла и солености.



Р и с. 1. Расчетная сетка в модели ИВМИО: схема расположения узлов сетки в горизонтальной (а) и вертикальной (b) плоскости

F i g. 1. Calculation grid in the INMIO model: scheme of the arrangement of grid nodes in the horizontal (a) and vertical (b) planes

Исходные дифференциальные уравнения аппроксимируются методом конечных объемов на горизонтальной сетке типа B (рис. 1) с *z*-координатами по вертикали и в произвольной ортогональной системе координат по горизонтали (в данный момент поддерживаются декартовая, сферическая и трехполярная системы координат). Реализация численной модели адаптирована для параллельного выполнения на высокопроизводительных вычислительных системах методом двумерной декомпозиции модельной области.

В совместной модели океан – лед морской лед описывается с использованием модели ⁶ CICE5.1. Она определяет состояние льда и снега посредством ϕ ункции распределения g (t, x, h), зависящей от времени, географических координат и толщины ледяного покрова. Основными прогностическими переменными являются сплоченность льда, средние по ячейке значения толщины

⁶ CICE: The Los Alamos Sea Ice Model Documentation and Software User's Manual Version 5.1. LA-CC-06-012 / E. C. Hunke [et al.]. Los Alamos National Laboratory, 2013. 115 p. 362

льда и снега, внутренняя энергия льда и снега, соленость льда, температура и вектор скорости движения льда. Исходные уравнения термодинамики и транспорта льда аппроксимируются методом конечных разностей на сетке типа *B* в декартовой, полярной или трехполярной системе координат на поверхности океана.

Совместная система моделирования океан – лед реализована при помощи компактной вычислительной платформы *CMF*3.0 [5]. Помимо централизованного и параллельного ввода-вывода, *CMF*3.0 позволяет объединять несколько моделей в единую систему моделирования геофизических процессов при помощи процедуры переинтерполяции физических полей на различные сетки участвующих в моделировании компонентов.

На основе приведенной выше информации можно сформулировать более детальные требования к реализации лагранжевой модели. Реализация должна поддерживать централизованный ввод-вывод с заданной дискретностью через процедуры *CMF*3.0. Поскольку формулировка задачи для системы океан – лед не предусматривает перенос частиц в атмосферу, достаточно реализовать поддержку лагранжева переноса в модели океана и обеспечить переинтерполяцию поля скорости и потенциал ледообразования/таяния из модели льда методами компактной вычислительной платформы. Наконец, так как модель ИВМИО определена в произвольной ортогональной системе координат, то модель Лагранжа должна поддерживать транспорт частиц в любой системе координат.

Учитывая эти требования, процедуру вычисления траекторий лагранжевых частиц в модели океана можно представить в виде двух базовых операций: интерполяции дискретного поля скорости в точку с произвольной координатой (координаты частицы) в определенной системе координат и интегрирования уравнения, описывающего траекторию движения частицы в заданном поле течений.

Модель переноса лагранжевых частиц. Как было представлено во введении, с практической точки зрения в масштабах океана интересно отслеживать транспорт не только водных масс, но и растворенных микроэлементов: радионуклидов, нутриентов, планктона, минералов и др. При такой формулировке недостаточно просто вычислить перемещение жидкой частицы под действием заданного поля скорости, так как в заданном объеме масса растворенного материала в общем случае не является постоянной по причине турбулентного перемешивания. Поскольку мелкомасштабные процессы сложно описать в рамках общей модели циркуляции океана, эффект перемешивания должен быть представлен непосредственно в лагранжевой модели в виде переноса частиц под действием диффузии [1]. Таким образом, лагражева модель будет предусматривать перенос жидкой частицы с фиксированными физическими свойствами в поле заданной скорости под воздействием турбулентного перемешивания. При этом концентрация растворенного материала может быть задана количеством частиц в объеме. Впервые такой подход был представлен в работе [20] и с тех пор является основным для моделирования транспорта растворенного вещества [1].

Поскольку процессы турбулентного перемешивания имеют случайную природу, а процессы транспорта жидкой частицы и диффузии полагаются линейно независимыми, то для построения модели лагранжева переноса можно использовать аппарат стохастических дифференциальных уравнений. В общем виде уравнение представлено следующей формулой (это стохастическое дифференциальное уравнение, являющееся частным случаем уравнения Ланжевена, в котором дополнительное слагаемое описывает случайные флуктуации частицы, вызванные турбулентными процессами [21]):

$$\frac{d\vec{x}(t)}{dt} = \vec{A}(\vec{x}, t) + B(\vec{x}, t)\vec{L}(t),$$
(1)

где $\vec{x}(t) = (x^l(t), y^l(t), z^l(t))$ – координаты частицы в заданном пространстве; $\vec{A}(\vec{x}, t)$ – вектор детерминированного силового поля, определяющего эволюцию $\vec{x}(t)$; $B(\vec{x}, t)$ – предопределенный тензор, характеризующий стохастическое воздействие на частицу (в данном случае турбулентность); $\vec{L}(t)$ – случайный вектор, определяющий хаотичную природу этих воздействий (турбулентная диффузия), компоненты которого – независимые случайные величины с нулевым математическим ожиданием.

Перемещение частицы под воздействием турбулентной диффузии можно представить в виде марковского процесса (для прогнозирования последующей координаты частицы достаточно информации о ее положении на текущем шаге), в котором случайные флуктуации описываются процессом Виннера и являются функцией от нормально-распределенной случайной величины с нулевым математическим ожиданием и дисперсией – *dt*. В работах ⁷ [1] показана связь между уравнением (1) и адвективно-диффузионным уравнением через прямое уравнение Колмогорова (уравнение Фоккера – Планка). Тогда, согласно работе ⁶, уравнение переноса лагранжевых частиц вдоль трех координатных осей можно представить в виде

$$dx^{l}(t) = u(\vec{x}, t)dt + \frac{\partial K_{x}(\vec{x}, t)}{\partial x}dt + \xi_{x}\sqrt{2K_{x}(\vec{x}, t)dt},$$

$$dy^{l}(t) = v(\vec{x}, t)dt + \frac{\partial K_{y}(\vec{x}, t)}{\partial y}dt + \xi_{y}\sqrt{2K_{y}(\vec{x}, t)dt},$$

$$dz^{l}(t) = w(\vec{x}, t)dt + \frac{\partial K_{z}(\vec{x}, t)}{\partial z}dt + \xi_{z}\sqrt{2K_{z}(\vec{x}, t)dt},$$

(2)

где u, v, w – компоненты вектора скорости; K_x, K_y, K_z – коэффициенты турбулентной диффузии; ξ_x, ξ_y, ξ_z – независимые нормально-распределенные случайные величины с нулевым математическим ожиданием и единичной дисперсией. Стоит отметить, что второе слагаемое в правой части уравнений (2) введено искусственно для компенсации нереалистичного скопления частиц в областях с низкой диффузией ⁷ [22, 23], чтобы они физически корректно моделировали процессы турбулентной диффузии в рамках адвективно-диффузионного уравнения.

⁷ Wolk F. Three-dimensional Lagrangian Tracer Modelling in Wadden Sea Areas : diploma thesis. Hamburg, Germany : Carl von Ossietzky University Oldenburg, 2003. 77 p.

Мы внесли несколько модификаций в приведенную выше модель переноса лагранжевых частиц для ее оптимизации в рамках интересующих нас процессов. Во-первых, в масштабах вихреразрешающей модели океана эффектами горизонтальной турбулентной диффузии можно пренебречь, так как адвективные процессы в значительной мере преобладают над слабыми флуктуациями в горизонтальной плоскости⁷. Во-вторых, в работах⁸ [24] отмечается, что слагаемое вертикальной турбулентной диффузии, отвечающее за случайные флуктуации, необходимо привести ко второму порядку точности, что позволит уточнить диффузионные процессы в придонном слое, где K_z стремится к нулю. В-третьих, на практике присутствие вещества, растворенного в заданном объеме, изменяет плотность раствора. В большинстве случаев этим можно пренебречь. Однако в некоторых задачах, особенно тех, которые предполагают длительные периоды моделирования или существенные концентрации пассивных трассеров, например при исследовании транспорта наносов⁷, эффект изменения плавучести может оказаться значимым. Для этого в третье уравнение (2) введено дополнительное слагаемое, которое отвечает за перемещение частицы вдоль вертикальной оси с постоянной скоростью w^s и в первом приближении отражает этот процесс. Учитывая все описанные изменения, итоговая система уравнений переноса лагранжевых частиц будет иметь следующий вид:

$$dx^{l}(t) = u^{o}(\vec{x}, t)dt,$$

$$dy^{l}(t) = v^{o}(\vec{x}, t)dt,$$

$$dz^{l}(t) = (w^{o}(\vec{x}, t) + w^{s})dt + \frac{\partial K_{z}(\vec{x}, t)}{\partial z}dt +$$

$$+\xi_{z}\sqrt{2K_{z}(\vec{x}, t)dt + \left(\frac{\partial K_{z}(\vec{x}, t)}{\partial z}dt\right)^{2}},$$
(3)

где u°, v°, w° – составляющие вектора скорости течения жидкости в точке с заданными координатами.

Стоит особо отметить, что, согласно [1], на данный момент в открытом доступе отсутствуют реализации синхронных лагранжево-эйлеровых моделей океана, позволяющих вычислять траектории частиц на основе стохастического дифференциального уравнения (в данном случае явно учитывающего турбулентную диффузию). Нам также не удалось найти модели циркуляции океана, которые бы поддерживали транспорт лагранжевых частиц в такой формулировке. С этой точки зрения функционал переноса частиц в модели ИВМИО уникален.

Уравнения вида (3) имеют смысл только для переноса частиц в жидкой среде океана, где турбулентная диффузия вызвана мезомасштабными вихревыми процессами. Если же частица оказывается захваченной ледовым покровом, турбулентное перемешивание, очевидно, отсутствует. В этом случае частицы перемещаются вдоль вектора скорости движения льда. Такое движение описывается простым уравнением лагранжева транспорта

⁸ Ermak D. L., Nasstrom J. S., Taylor A. G. Implementation of Random Displacement Method (RDM) in the ADPIC Model Framework. Lawrence Livermore National Lab., 1995. 16 p. (Report UCRL-ID-121742). https://doi.org/10.2172/103520

$$dx(t) = u^{i}(\vec{x}, t)dt,$$

$$dy(t) = v^{i}(\vec{x}, t)dt,$$

$$dz(t) = 0,$$

(4)

где u^i , v^i – горизонтальные составляющие вектора скорости льда. Поскольку в нашей модели не рассматриваются процессы переноса частиц за пределы поверхности океана, вертикальным перемещением частиц в ледяном покрове можно пренебречь. При этом момент перехода частиц в замороженное состояние и обратно можно оценить при помощи вероятностного подхода на основе интенсивности процессов ледообразования и таяния.

Как было отмечено ранее, система моделирования океан – лед объединяет две модели под управлением компактной вычислительной платформы CMF3.0. Это позволяет каждой из них получать необходимую информацию друг от друга с заданной дискретностью. В рамках лагранжева переноса в двухфазной среде нас интересует поле скорости льда, а также потенциала ледообразования и таяния. Первая величина, очевидно, будет напрямую использоваться в уравнениях (4) для перемещения частиц. Вторая величина – потенциал ледообразования и таяния – определяет в модели льда процедуры формирования замерзших структур в приповерхностном слое океана. Так, если она принимает положительные значения, это означает, что температура воды опустилась ниже температуры замерзания, что приводит к образованию льда, пропорциональному величине потенциала, и последующему накоплению льдинок на поверхности с постепенным образованием ледяного покрова. При отрицательных значениях потенциала происходит процесс таяния. В безразмерном виде описанная величина позволяет приближенно оценить вероятность замерзания или оттаивания лагранжевой частицы, если она оказалась в приповерхностном слое океана:

$$P(\vec{x},t) = \left| 1 - \frac{T^{0}(\vec{x},t)}{T^{f}(\vec{x},t)} \right|,$$
(5)

где T° – температура жидкости в точке с текущими координатами лагранжевой частицы; T^{f} – температура ледообразования в этой точке. Формула (5) задает функцию вероятности события замерзания частицы, если она оказалась в приповерхностном слое при $T^{\circ} < T^{f}$, а также функцию вероятности оттаивания частицы, если она уже была заморожена при $T^{\circ} \ge T^{f}$.

Таким образом, общую модель лагранжева переноса в квазидвухфазной среде океан – лед можно представить следующим образом:

1. Если частица находится в замерзшем состоянии, то ее перемещение описывается уравнениями (4), а вероятность оттаивания – функцией (5) при $T^{\circ} \geq T^{f}$.

2. В противном случае частица перемещается свободно в жидкой среде согласно уравнениям (3) и может подвергнуться заморозке с вероятностью (5) в том случае, если она находится в приповерхностном слое жидкости (в самой верхней ячейке численной модели) при $T^{\circ} < T^{f}$.

Такой подход позволяет реализовать модель без необходимости передачи информации о частице в модель льда. Это существенно экономит вычислительные ресурсы, а также упрощает код программы. Для численного интегрирования уравнений переноса лагранжевых частиц, как правило, применяется либо явная схема Эйлера, либо схемы Рунге – Кутты [1] разных порядков точности. При автономной реализации совместной модели, когда временная дискретизация поля скорости достаточно большая, для увеличения точности воспроизведения траекторий частиц применяется высокий порядок аппроксимации по времени исходных уравнений (3) и (4). Здесь применяются, например, метод Хюна, схемы Рунге – Кутты четвертого порядка и выше ⁷ [1, 25].

В случае совместной модели требование высокого порядка схемы по времени становится не столь существенным и можно воспользоваться схемой Эйлера первого порядка точности. Изменять точность численного интегрирования исходных уравнений можно путем уменьшения шага по времени внутри численной реализации лагранжевой модели. Результаты тестовых численных экспериментов по переносу частиц в статичном круговом поле течений показывают, что независимо от схемы (Эйлера, Рунге – Кутта) шаг интегрирования по времени в модели лагранжева переноса должен быть заметно меньше, чем в модели океана, чтобы достичь приемлемой точности воспроизведения траекторий движения частицы по окружности [1]. Таким образом, разностная схема исходных уравнений переноса лагранжевых частиц в поле скорости совместной системы моделирования океан – лед будет выглядеть следующим образом:

$$\begin{aligned} x_{n+1}^{l} &= x_{n}^{l} + \begin{cases} u^{o}(\overrightarrow{x_{n}})\Delta t^{l}, \quad s = \text{океан,} \\ u^{i}(\overrightarrow{x_{n}})\Delta t^{l}, \quad s = \text{лед,} \end{cases} \\ y_{n+1}^{l} &= y_{n}^{l} + \begin{cases} v^{o}(\overrightarrow{x_{n}})\Delta t^{l}, \quad s = \text{океан,} \\ v^{i}(\overrightarrow{x_{n}})\Delta t^{l}, \quad s = \text{лед,} \end{cases} \\ z_{n+1}^{l} &= z_{n}^{l} + \begin{cases} (w^{o}(\overrightarrow{x_{n}}) + w_{s})\Delta t^{l} + \frac{\Delta K_{z}(\overrightarrow{x_{n}})}{\Delta z(\overrightarrow{x_{n}})}\Delta t^{l} + \\ 0, \end{cases} \\ &+ \begin{cases} \xi_{z} \sqrt{2K_{z}(\overrightarrow{x_{n}})\Delta t^{l} + \left(\frac{\Delta K_{z}(\overrightarrow{x_{n}})}{\Delta z(\overrightarrow{x_{n}})}\Delta t^{l}\right)^{2}}, \quad s = \text{океан,} \end{cases} \\ s = \text{лед,} \end{cases} \\ P_{n}(s = \text{лед}) = 1 - \frac{T^{o}(\overrightarrow{x_{n}})}{T^{f}(\overrightarrow{x_{n}})}, s = \text{океан,} T^{o} \leq T^{f}, z_{n}^{l} < z_{2}, \end{aligned}$$

$$P_n(s = \text{океан}) = \frac{T^{\circ}(\overrightarrow{x_n})}{T^{f}(\overrightarrow{x_n})} - 1, s = \text{лед}, T^{\circ} > T^{f},$$
$$\Delta t^{l} = \Delta t^{\circ}/p,$$

где $\vec{x_n} = \{x_n^l, y_n^l, z_n^l\}$ – координата лагранжевой частицы на *n*-м шаге интегрирования; $\vec{u^o} = \{u^o(\vec{x_n}), v^o(\vec{x_n}), w^o(\vec{x_n})\}$ – скорость течения в точке с координатами частицы; $\vec{u^l} = \{u^i(\vec{x_n}), v^i(\vec{x_n}), 0\}$ – скорость движения льда; Δt^l – шаг по времени в модели Лагранжа,; Δt^o – шаг по времени в модели океана; p – целое число, определяющее фактор уточнения порядка интегрирования лагранжевой модели по отношению к модели ИВМИО. По результатам тестовых расчетов при $p \sim 10$ решение достигает приемлемой точности.

Интерполяция в модели переноса лагранжевых частиц. Моделирование лагранжева переноса предполагает перемещение частиц в пространстве непрерывно заданных координат (6). То есть в произвольный момент времени координаты частиц могут не совпадать с координатами узлов расчетной области численной модели. Значит, для достижения большей точности необходимо доопределить дискретное поле скорости системы океан – лед внутри вычислительных ячеек. Как правило, это достигается интерполяционными методами различных порядков [1]. В рамках данной работы выбор был остановлен на линейной интерполяции, поскольку она наименее затратна с точки зрения вычислительных ресурсов и позволяет достичь приемлемой точности [25].



Р и с. 2. Отображение вычислительных ячеек в различных системах координат: декартовой (*a*), полярной (*b*), двуполярной (*c*), полулогической (*d*)

F i g. 2. Display of computational cells in different coordinate systems: Cartesian (*a*), polar (*b*), bipolar (*c*) and semi-logical (*d*) ones

Однако применение этого подхода сильно осложняется тем, что уравнения модели ИВМИО заданы в произвольной ортогональной системе координат по горизонтали. В такой конфигурации процедуры определения положения частицы на вычислительной сетке и интерполяция становятся нетривиальными. Одним из способов решить проблему, сохранив простоту формул линейной интерполяции, является переход к рассмотрению уравнений переноса частиц в логическом (вычислительном) пространстве (рис. 2) [25].

Это пространство представляет собой декартову систему координат, которая естественным образом вводится при реализации большинства численных моделей и описывается индексами узлов расчетной сетки. Переход к логическим координатам имеет смысл только в горизонтальной плоскости, так как в модели ИВМИО введена *z*-координата по вертикали. Тогда координаты точек в новом полулогическом пространстве \bar{C} можно представить как $\bar{\xi} = \{\xi, \eta, z\}$, где $\xi = i + \alpha$, $\eta = j + \beta$, а функция его отображения в физическое пространство *P* будет иметь вид

368 МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

$$\tau(f_{i,j,k},\xi,\eta,z) = \sum_{I,J,K=0}^{1} f_{i+I,j+J,k+K} \varphi_{I}(\alpha) \psi_{J}(\beta) \chi_{k+K}(z),$$

$$\varphi_{0}(\alpha) = (1-\alpha), \varphi_{1}(\alpha) = \alpha, \alpha \in [0,1],$$

$$\psi_{0}(\beta) = (1-\beta), \psi_{1}(\beta) = \beta, \beta \in [0,1],$$

$$\chi_{k}(z) = \frac{z_{k+1}-z_{k}}{z_{k+1}-z_{k}}, \chi_{k+1}(z) = \frac{z-z_{k}}{z_{k+1}-z_{k}}, z \in [z_{k}, z_{k+1}],$$
(7)

где *i*, *j*, *k* – индекс ячейки расчетной области; α , β – вещественное смещение точки в логическом пространстве относительно индекса ячейки; *f_{i,j,k}* – функция, определяющая значение величины в узлах сетки физического пространства; φ , ψ , χ – базовые функции отображения. Если функция *f* задает векторы с координатами узлов ячейки в физическом пространстве, выражение (7) можно использовать для вычисления координат точки в физическом пространстве по заданным координатам в полулогическом пространстве. Если же функция *f* задает векторы скорости, выражение (7) определяет трилинейную интерполяцию скорости внутрь заданной ячейки (см. рис. 1).

Однако при переходе в полулогическое пространство вектор движения частиц должен быть перемасштабирован в соответствии с деформацией пространства вдоль соответствующих координатных осей. Согласно [25], это можно сделать при помощи следующего преобразования в рамках отображения, введенного ранее:

$$\vec{u} = J \cdot \vec{\omega}, \vec{\omega} = J^{-1} \cdot \vec{u}, J = \left(\frac{\partial \vec{x}}{\partial \xi} \left| \frac{\partial \vec{x}}{\partial \eta} \right| \frac{\partial \vec{x}}{\partial z} \right),$$
(8)

где $\vec{u} = \{u, v, w\}$ – вектор скорости в физическом пространстве; $\vec{\omega} = \{\bar{u}, \bar{v}, w\}$ – вектор скорости в полулогическом пространстве; J – матрица Якоби, определяющая деформацию пространства при переходе из физической в полулогическую систему координат.

На дискретной сетке матрицу *J* можно вычислить при помощи конечных разностей. Однако, как показано в работе [25], для достижения наибольшей точности это необходимо сделать для всех узлов вычислительной ячейки, применяя восходящие и нисходящие конечные разности. Очевидно, этого можно достичь, используя функцию отображения $\tau(\vec{x}, \xi, \eta, z)$ (7), которая определяет переход от полулогических координат в физические. При этом легко показать, что в третьем столбце и в третьей строке матрицы Якоби все элементы, кроме последнего, будут равны нулю, так как заданное отображение не затрагивает ось *OZ*. Тогда для каждой вычислительной ячейки (*i*, *j*, *k*) матрица примет вид

$$J_{i,j,k} = \begin{pmatrix} \frac{\partial \tau(x)}{\partial \alpha} & \frac{\partial \tau(x)}{\partial \beta} & 0\\ \frac{\partial \tau(y)}{\partial \alpha} & \frac{\partial \tau(y)}{\partial \beta} & 0\\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix},$$
(9)

где частные производные вычисляются тривиальными образом для функции $\tau(\vec{x}, \xi, \eta, z)$ вида (7).

Особо следует отметить, что уравнения (6) инвариантны для заданного выше отображения, поскольку измерение *OZ* остается неизменным. Для полу-

чения координат лагранжевой частицы в следующий момент времени достаточно масштабировать вектор скорости в узловых точках ячейки по формулам (8) и (9), затем интерполировать ее в точку с координатами частицы при помощи (7) и напрямую использовать полулогические координаты и полученный вектор скорости в уравнениях (6).

Результаты и обсуждение

Тестовые расчеты переноса частиц в поле статического вихря. Поскольку различные аспекты математической модели, приведенной выше, неоднократно проверялись, например в работах ^{7, 8} [1, 24], основная задача данных тестовых расчетов – продемонстрировать корректность реализации модели лагранжева переноса и методов ее интегрирования на сетках, поддерживаемых моделью океана ИВМИО, в декартовой и геосферической/трехполярной системе координат.

Программная модель ИВМИО была сконфигурирована для расчета области в географическом прямоугольнике 53°-59° в. д., 68°-72° с. ш. Для тестирования переноса частиц введено искусственное поле скорости, представляющее собой статический вихрь с центром в середине области и периодом вращения ~ 10 дней (угловая скорость $W = 7,27 \cdot 10^{-6}$ рад/с). В случае с декартовой системой координат поле линейной скорости было представлено в географических единицах (град/с). В случае же со сферической системой координат размерность поля скорости соответствовала метрической системе мер (м/с) для вихря с заданной угловой скоростью и центром на поверхности земного шара с географическими координатами, приведенными ранее. Модель аппроксимировалась на сетку 60 × 40 вычислительных ячеек, соответствующих разрешению 0,1° расчетной области. Шаг интегрирования в модели океана задавался равным $\Delta t^{\circ} = 6'$. Временная дискретизация лагранжевой модели варьировалась для получения наиболее точных траекторий частиц. Очевидно, для заданного поля скорости траектории должны представлять собой концентрические линии тока. Расчет проводился в параллельном режиме на шести вычислительных ядрах. На рис. 3 представлены результаты тестового расчета переноса лагранжевых частиц на сетке в декартовой системе координат.

Как и следовало ожидать, частицы двигаются синхронно друг с другом по кругу вдоль линий тока, заданного в расчетной области вихревого поля скорости. Видно, что процесс перехода частиц между ячейками и вычислительными доменами (толстые линии на рис. 3) не приводит к искажению их траекторий, а координаты частиц соответствуют их движению в вихре с периодом ~ 10 дней. Представленные на рис. 3 траектории были получены при p = 5 в выражениях (6).

В следующем тестовом численном эксперименте частицы двигались на сетке в географической системе координат.



Р и с. 3. Траектории частиц, двигающихся в поле статического вихря, на сетке в декартовой системе координат

F i g. 3. Trajectories of particles moving in the static vortex field on a grid in the Cartesian coordinate system

На рис. 4 представлены результаты расчетов в различные моменты времени моделирования. Как и в предыдущем случае, частицы двигаются синхронно друг с другом вдоль линий тока вихревого поля скорости. Траектории по-прежнему имеют круговую форму, но только в метрическом представлении пространства. В географических координатах они уже не являются таковыми, а представляют собой вытянутые вдоль широтной оси эллипсообразные кривые. Как и ранее, представленные на рис. 4 траектории были получены при p = 5 в выражениях (6).

С точки зрения получения более точных траекторий движения лагранжевых частиц особый интерес представляет их переход между двумя вычислительными ячейками и, как частный случай, переход между подобластями двумерной декомпозиции расчетной области модели океана. В первом случае интерес связан с особенностями моделирования в полулогическом пространстве, в котором поле скорости на границе уже не является непрерывной функцией (формулы (7) и (8)). Поэтому для получения максимальной точности скорость и путь частицы должны быть пересчитаны при переходе через границу ячейки (при моделировании в физическом пространстве это условие тоже актуально, но, очевидно, по другой причине). В нашей реализации это условие выполняется лишь частично путем задания малого по сравнению с моделью океана МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025 371 шага интегрирования по времени (6). С другой стороны, «бесшовный» перенос частиц между двумя вычислительными доменами означал бы корректность реализации алгоритма параллельного расчета лагранжевой модели.



Р и с. 4. Траектории частиц, двигающихся в поле статического вихря, на сетке в географической системе координат

F ig. 4. Trajectories of particles moving in the static vortex field on a grid in the geographic coordinate system



Р и с. 5. Траектории частиц в тестовом эксперименте на сетке в географической системе координат (прямоугольником выделена область на границе вычислительных ячеек и расчетной области) (*a*), увеличенное изображение выделенной области (*b*)

F i g. 5. Particle trajectories in the test experiment on a grid in the geographic coordinate system (rectangle highlights the region on the boundary of computational cells and calculation domain) (a), enlarged image of the highlighted area (b)

На рис. 5 для примера показаны траектории частиц, пересекающие границу двух расчетных подобластей и нескольких вычислительных ячеек. Как видно, траектории не претерпевают видимых разрывов. Это свидетельствует, во-первых, о достижении достаточной точности для заданного $\Delta t'$ (p = 5 в формулах (6)) и, во-вторых, о корректности межпроцессорного обмена частицами в параллельной модели лагранжева переноса.

Тестовый расчет переноса частиц в совместной модели океан – лед. Основная задача данного тестового расчета – продемонстрировать корректность реализации лагранжевой модели, описанной выше, в системе моделирования океан – лед, представленной моделями океана ИВМИО и моделью термодинамики льда СІСЕ5.1. Конфигурация модели океана для СЛО описана в работе [6], однако в качестве модельной области было выбрано море Лаптевых (71°-91° с. ш., 120°-140° в. д.), акватория которого почти круглый год покрыта морским льдом. Модельная топография интерполировалась на основе данных *ЕТОРО*5⁹. Атмосферное воздействие определялось нормальным годовым циклом в соответствии с условиями международного эксперимента CORE-I [26]. Расчетная сетка по горизонтали в модели океана и модели льда определялась в сферической системе координат размером 160 × 80 узлов по горизонтали и 49 горизонтов по вертикали. Таким образом, совместная модель океан – лед работала с разрешением 0,125°. Шаг интегрирования в моделях океана и льда задан одинаковым $\Delta t^{\circ} = \Delta t^{i} = 5'$. При этом в лагранжевой модели он составлял $\Delta t^{d} = 1'$. Координаты частиц сохранялись с той же дискретностью. Данные физических полей, среди прочего включающие скорость движения льда, в системе океан – лед синхронизировались каждые 10'. Установочное время моделирования системы океан – лед составляло 1 год, по истечении которого синхронно запускалась лагранжева модель еще на два модельных месяца для 10⁴ частиц, расположенных в области с координатами 76° с. ш. и 130° в. д. в приповерхностном слое. Расчет запускался в параллельном режиме на 16 вычислительных ядрах для модели океана.

На рис. 6, *а* показаны горизонтальные траектории частиц через два месяца совместного численного интегрирования модели динамики океан – лед и модели лагранжева переноса. Как видно, под воздействием внутренних течений частицы двигаются по различным траекториям, что и следовало ожидать от модели, учитывающей эффекты турбулентного перемешивания. На рис. 6, *b* в увеличенном масштабе показаны траектории нескольких частиц, которые попали в прямоугольник, обозначенный на рис. 6, *a*. Форма траекторий отражает два основных динамических процесса: квазиоднородный в выделенной области течения и круговые движения, которые соответствуют инерционным колебаниям в поле течений. Более детальное увеличение (рис. 6, *c*) показывает синхронное перемещение двух близких частиц в горизонтальной плоскости.

⁹ Data Announcement 88-MGG-02. Digital relief of the Surface of the Earth. NOAA, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado, 1988. МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025 373



Р и с. 6. Траектории частиц в модели течений моря Лаптевых (район исследования обозначен прямоугольником) (*a*), увеличенное изображение обозначенной области (прямоугольником выделена зона интереса) (*b*), укрупненное изображение выделенной зоны (*c*) **F i g. 6.** Particle trajectories in the Laptev Sea current model (the study area is shown by a rectangle) (*a*), enlarged image of the indicated area (rectangle highlights the zone of interest) (*b*), enlarged image of the highlighted area (*c*)



Р и с. 7. График зависимости времени одного шага лагранжевой модели от количества ядер в эксперименте с равномерным распределением частиц в моделируемой области **F i g.** 7. Graph of the dependence of one step duration (in seconds) in the Lagrangian model upon the core number in the experiment with uniform particle distribution in the simulated region

С целью оценки масштабируемости программной реализации модели лагранжева переноса была проведена серия численных экспериментов для 10⁶ частиц, равномерно распределенных по поверхности моделируемого в указанном численном эксперименте пространства (рис. 7). Как видно, функция зависимости времени, затраченного на вычисление одного шага в модели лагранжева переноса, от количества вычислительных ядер близка к линейной, что свидетельствует о хорошей масштабируемости реализованного параллельного алгоритма расчета лагранжева переноса. Однако стоит отметить, что это справедливо только для случая равномерно распределенных по расчетной области частиц, что в реальных расчетах встречается редко. Под действием течений концентрация частиц в вычислительных доменах не является постоянной величиной, а будет эволюционировать. Потому общее время, затраченное на каждый шаг интегрирования в модели лагранжева переноса, будет определяться доменом с максимальным количеством частиц.

Заключение

В работе представлена модель переноса лагранжевых частиц в квазидвухфазной среде океан – лед, учитывающая вертикальное турбулентное перемешивание и реализованная в модели общей циркуляции океана ИВМИО для произвольно заданной по горизонтали системы координат. Поддержка двухфазности и турбулентной диффузии является уникальным свойством среди существующих на данный момент моделей динамики океана. Такой инструмент особенно актуален в связи с активным освоением Арктического региона.

Реализация модели поддерживает параллельный расчет транспорта большого количества частиц (до 10^6) в рамках двухмерной декомпозиции расчетной области. При этом показано, что для равномерно распределенной концентрации лагранжевых частиц алгоритм имеет масштабируемость, близкую к линейной. Расчет траекторий частиц производится на вычислительных ядрах модели океана, что обусловливает указанное ограничение на количество частиц. В ином случае учет более 10^6 частиц, сосредоточенных в одном расчетном домене, неизбежно приведет к разбалансировке вычислительной нагрузки, что негативно скажется на производительности модели. Впрочем, худший вариант такого события маловероятен и характерен лишь для начального момента времени, когда по условиям поставленной задачи частицы, как правило, сосредотачиваются в одном или нескольких расчетных доменах. В процессе эволюции численного решения частицы будут неизбежно перенесены в различные участки расчетной области, а процессы турбулентного перемешивания лишь поспособствуют этому.

Разработанный алгоритм межпроцессорного обмена, обеспечивающий передачу данных о частицах, покинувших подобласть одного вычислительного ядра и перешедших в подобласть другого, гарантирует возможность перемещения частиц во всей расчетной области модели океана. При этом на примере тестового расчета показано, что для достижения относительной гладкости траекторий при пересечении границы ячейки вполне достаточно задать шаг интегрирования в пять раз меньший, чем шаг по времени в модели океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Lagrangian ocean analysis: Fundamentals and practices / E. van Sebille [et al.] // Ocean Modelling. 2018. Vol. 121. P. 49–75. https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2017.11.008
- 2. *Хвостова М. С.* Экологические проблемы эксплуатации плавучей атомной теплоэлектростанции в Арктическом регионе // Российская Арктика. 2018. № 1. С. 11–29. EDN XVMEXR.
- 3. Прогноз и оценка радиоэкологических последствий гипотетической аварии на затонувшей в Баренцевом море атомной подводной лодке Б-159 / С. В. Антипов [и др.] // Атомная энергия. 2015. Т. 119, № 2. С. 106–113. EDN UEKIWZ.
- 4. Ушаков К. В., Ибраев Р. А., Калмыков В. В. Воспроизведение климата Мирового океана с помощью массивно-параллельной численной модели // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51, № 4. С. 416–436. EDN SCWLAR. https://doi.org/10.7868/S0002351515040136
- Compact Modeling Framework v3.0 for high-resolution global ocean-ice-atmosphere models / V. V. Kalmykov [et al.] // Geoscientific Model Development. 2018. Vol. 11. P. 3983–3997. https://doi.org/10.5194/gmd-11-3983-2018
- Сезонная изменчивость циркуляции вод и морского льда в Северном Ледовитом океане в модели высокого разрешения / Л. Ю. Кальницкий [и др.] // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56, № 5. С. 598–610. EDN QNBBHV. https://doi.org/10.31857/S0002351520050065
- 7. *Кулаков М. Ю., Макштас А. П., Шутилин С. В.* AARI-IOCM совместная модель циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 2 (92). С. 6–18. EDN OYZSIF.
- Campin J.-M., Marshall J., Ferreira D. Sea ice-ocean coupling using a rescaled vertical coordinate z* // Ocean Modelling. 2008. Vol. 24. P. 1–14. https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.05.005
- 9. Design and development of the SLAV-INMIO-CICE coupled model for seasonal prediction and climate research / R. Yu. Fadeev [et al.] // Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling. 2018. Vol. 33, iss. 6. P. 333–340. https://doi.org/10.1515/rnam-2018-0028
- Development of a Coupled Ocean–Atmosphere–Wave–Sediment Transport (COAWST) Modeling System / J. C. Warner [et al.] // Ocean Modelling. 2010. Vol. 35, iss. 3. P. 230–244. https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2010.07.010
- Döös K., Jönsson B., Kjellsson J. Evaluation of oceanic and atmospheric trajectory schemes in the TRACMASS trajectory model v6.0 // Geoscientific Model Development. 2017. Vol. 10, iss. 4. P. 1733–1749. https://doi.org/10.5194/gmd-10-1733-2017
- Blanke B., Raynaud S. Kinematics of the Pacific Equatorial Undercurrent: An Eulerian and Lagrangian Approach from GCM Results // Journal of Physical Oceanography. 1997. Vol. 27, iss. 6. P. 1038–1053. https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<1038:KOTPEU>2.0.CO;2
- Connectivity Modeling System: A probabilistic modeling tool for the multiscale tracking of biotic and abiotic variability in the ocean / C. B. Paris [et al.] // Environmental Modelling & Software. 2013. Vol. 42. P. 47–54. https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2012.12.006
- 14. *Golubeva E., Gradova M.* Numerical Study of the Riverine Microplastic Distribution in the Arctic Ocean // Water. 2024. Vol. 16, iss. 3. 441. https://doi.org/10.3390/w16030441
- Bleck R. An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-Cartesian coordinates // Ocean Modelling. 2002. Vol. 4, iss. 1. P. 55–88. https://doi.org/10.1016/S1463-5003(01)00012-9
- Shchepetkin A. F., McWilliams J. C. The regional oceanic modeling system (ROMS): A splitexplicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model // Ocean Modelling. 2005. Vol. 9, iss. 4. P. 347–404. https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.08.002
- A finite-volume, incompressible Navier Stokes model for studies of the ocean on parallel computers / J. Marshall [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1997. Vol. 102, iss. C3. P. 5753–5766. https://doi.org/10.1029/96JC02775

- Ибраев Р. А., Хабеев Р. Н., Ушаков К. В. Вихреразрешающая 1/10° модель Мирового океана // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48, № 1. С. 45–55. EDN OOWHJD.
- Калмыков В. В., Ибраев Р. А. Программный комплекс совместного моделирования системы океан–лед–атмосфера–почва на массивно-параллельных компьютерах // Вычислительные методы и программирование. 2013. Т. 14, № 3. С. 88–95. EDN ROWAVZ.
- Maier-Reimer E., Sündermann J. On tracer methods in computational hydrodynamics // Engineering Applications of Computational Hydroulics / Eds. M. B. Abbot, J. A. Cunge. Boston, London, Melbourne : Pitman Advanced Publishing Program, 1982. Vol. 1. P. 198–217.
- Gardiner C. W. Handbook of Stochastic Methods for Physics, Chemistry and the Natural Sciences / Ed. H. Haken. Berlin : Springer-Verlag, 1985. 439 p. https://doi.org/10.1007/978-3-662-02452-2
- 22. *Hunter J. R., Craig P. D., Philips H. E.* On the use of random walk models with spatially variable diffusivity // Journal of Computational Physics. 1993. Vol. 106, iss. 2. P. 366–376. https://doi.org/10.1016/S0021-9991(83)71114-9
- 23. Visser A. W. Using random walk models to simulate the vertical distribution of particles in a turbulent water column // Marine Ecology Progress Series. 1997. Vol. 158. P. 275–281. https://doi.org/10.3354/meps158275
- Sunarko, Su'ud Z. Lagrangian Particle Method for Local Scale Dispersion Modeling // Journal of Physics: Conference Series. 2016. Vol. 739. 012122. https://doi.org/10.1088/1742-6596/739/1/012122
- Particle Tracing Algorithms for 3D Curvilinear Grids / A. Sadarjoen [et al.] // Scientific Vizualization. Overviews. Methodologies. Techniques / Eds. G. Nielson, H. Müller, H. Hagen. Delft University of Technology, 1994. P. 299–323.
- Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (COREs) / S. M. Griffies [et al.] // Ocean Modelling. 2009. Vol. 26, iss. 1–2. P. 1–46. https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.08.007

Об авторах:

Сёмин Сергей Владимирович, научный сотрудник, группа моделирования изменчивости климата океанов и морей, ФГБУН Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), инженер, ФГБУН Институт проблем безопасного развития атомной энергетики РАН (115191, Россия, г. Москва, ул. Большая Тульская, д. 52), кандидат физико-математических наук, SPIN-код: 9499-4054, Scopus Author ID: 56604365800, ORCID ID: 0000-0001-8079-168X, ResearcherID: ABH-7440-2020, svsemin@unistemlab.com

Кальницкий Леонид Юрьевич, ведущий инженер, группа моделирования изменчивости климата океанов и морей, ФГБУН Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), Scopus Author ID: 57219609143, ORCID ID: 0009-0005-4023-2257, leonid.kalnitsckij@yandex.ru

Ушаков Константин Викторович, старший научный сотрудник, группа моделирования изменчивости климата океанов и морей, ФГБУН Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), кандидат физико-математических наук, SPIN-код: 6997-1295, Scopus Author ID: 55015342700, ORCID ID: 0000-0002-8454-9927, ResearcherID: U-6185-2017, ushakovkv@mail.ru

Ибраев Рашит Ахметзиевич, главный научный сотрудник, ФГБУН Институт вычислительной математики им. Г. И. Марчука РАН (119333, Россия, Москва, ул. Губкина, д. 8), ФГБУН Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), доктор физико-математических наук, член-корреспондент РАН, SPIN-код: 9003-9192, Scopus Author ID: 6602387822, ResearcherID: S-6750-2016, ORCID ID: 0000-0002-9099-4541, ibrayev@mail.ru

АВТОМАТИЗАЦИЯ НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Научная статья

УДК 551.466.08 EDN: UUZCGI

Измерение характеристик короткопериодных внутренних волн при помощи массива дрейфующих термопрофилирующих буев

Е. И. Свергун ^{1, ⊠}, А. В. Зимин ^{1, 2}, <u>С. В. Мотыжев ^{3, 4}</u>, Е. Г. Лунев ^{3, 4}, А. П. Толстошеев ^{3, 4}, М. С. Воликов ^{3, 4}

¹ Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия ² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия ³ Севастопольский государственный университет, Севастополь, Россия ⁴ ООО «Марлин-Юг», Севастополь, Россия ¹⁶ Egor-svergun@yandex.ru

Поступила в редакцию 19.09.2024; одобрена после рецензирования 11.10.2024; принята к публикации 13.03.2025.

Аннотация

Цель. Описаны технические характеристики быстро разворачиваемой автономной гидрофизической измерительной системы на базе массива дрейфующих буев и методика анализа данных, получаемых на ее основе, для исследования характеристик короткопериодных внутренних волн. Методы и результаты. Разработанная система построена на основе свободно дрейфующих поверхностных термопрофилирующих буев и станции автоматического приема информации. Каждый из буев имеет измерительную линию с восемнадцатью датчиками температуры и датчиком гидростатического давления, приемник глобального позиционирования, систему сбора данных и спутниковый модем для передачи данных. Приемная станция состоит из блока приема информации, антенн спутниковой связи и системы глобального позиционирования, персонального компьютера со специализированным программным обеспечением. Представлена методика оценки характеристик короткопериодных внутренних волн на основе данных наблюдений автономной гидрофизической системы. Методика основана на измерении разницы во времени между прибытиями цуга волн на разные буи, определяемой по локальным максимумам скользящей дисперсии на глубине залегания пикноклина. Приведены примеры анализа данных наблюдений в большом термостратифицированном водоеме (Онежском озере) и в море (пролив Карские ворота). Представлены полученные оценки фазовой скорости и направления распространения внутренних волн, выполнено их сравнение с простейшими модельными оценками. Выводы. Разработанный комплекс программных и технических средств существенно упрощает работу по исследованию характеристик короткопериодных внутренних волн в крупных озерах и удаленных районах Мирового океана. Примеры применения системы показали ее универсальность. В перспективе буйковая группировка может быть дополнена новыми буями с дополнительными датчиками, что расширит возможности анализа данных наблюдений.

Ключевые слова: температура воды, методы измерений, натурные измерения, распределенные измерительные системы, короткопериодные внутренние волны, обработка сигналов, Онежское озеро, Карское море

[©] Е. И. Свергун, А. В. Зимин, С. В, Мотыжев, Е. Г. Лунев, А. П. Толстошеев, М. С. Воликов, 2025

Благодарности: измерения в Карском море выполнены в рамках научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-01593-23-06). Обработка результатов измерений выполнена в рамках госзадания ИО РАН *FMWE*-2024-0028.

Для цитирования: Измерение характеристик короткопериодных внутренних волн при помощи массива дрейфующих термопрофилирующих буев / Е. И. Свергун [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 3. С. 378–394. EDN UUZCGI.

Original article

Measuring the Characteristics of Short-Period Internal Waves Using an Array of Drifting Thermoprofiling Buoys

E. I. Svergun ^{1, ⊠}, A. V. Zimin ^{1, 2}, S. V. Motyzhev ^{3, 4}, E. G. Lunev ^{3, 4}, A. P. Tolstosheev ^{3, 4}, M. S. Volikov ^{3, 4}

¹ Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
 ² St Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia
 ³ Sevastopol State University, Sevastopol, Russia
 ⁴ Marlin-Yug LLC, Sevastopol, Russia
 [∞] Egor-svergun@vandex.ru

Abstract

Purpose. Technical characteristics of a mobile rapidly deployable autonomous hydrophysical measuring system based on an array of drifting buoys, as well as the method for analyzing the obtained measurement data are described to study the characteristics of short-period internal waves.

Methods and Results. The developed system is based on the autonomous free-drifting surface thermoprofiling buoys and the automatic receiving station. Each of the buoys is equipped with a measuring line with eighteen temperature sensors and a hydrostatic pressure sensor, a global positioning receiver, a data collection system and a satellite modem for data transmission. The receiving station consists of the information receiving unit, satellite communication antennas and global positioning system, as well as a personal computer with specialized software. A method for assessing the characteristics of shortperiod internal waves based on the observational data from autonomous hydrophysical system is presented. The novelty of the method consists in determining the time difference between the arrivals of internal wave trains at different measuring lines based on the local maxima of moving dispersion at the pycnocline depth. The examples of analyzing the observational data obtained in the large thermostratified lake (Lake Onega) and in the sea (Kara Gate Strait) are presented. The obtained and submitted estimates of phase velocity and direction of the propagation of internal waves are compared to the simplest model estimates.

Conclusions. The developed software and hardware packages significantly simplify the process of studying the characteristics of short-period internal waves in relatively large lakes and distant areas of the World Ocean. The examples of system application have shown its versatility. In future, the buoy group can be supplemented with new buoys with additional sensors that will expand the possibilities for analyzing observational data.

Keywords: water temperature, measurement methods, *in situ* measurements, distributed measuring systems, short-period internal waves, signal processing, Lake Onega, Kara Sea

Acknowledgements: Measurements in the Kara Sea were carried out within the framework of scientific and educational program "Floating University" (agreement No. 075-01593-23-06). Measurement re-sults were processed within the framework of state assignment of IO, RAS FMWE-2024-0028.

For citation: Svergun, E.I., Zimin, A.V., Motyzhev, S.V., Lunev, E.G., Tolstosheev, A.P. and Volikov, M.S., 2025. Measuring the Characteristics of Short-Period Internal Waves Using an Array of Drifting Thermoprofiling Buoys. *Physical Oceanography*, 32(3), pp. 392-407.

Введение

Необходимость мониторинга короткопериодной и субмезомасштабной изменчивости характеристик гидрологических полей океана с целью определения географических особенностей их вклада в диссипативные процессы на шельфе различных акваторий представляется одной из важных текущих задач физики океана [1]. Основная сложность при решении данной задачи заключается в необходимости получения высокоразрешающих одновременно по пространству и времени измерений [2]. Подобная задача для локальных акваторий может быть решена, например, при помощи разнесенных в пространстве кластеров измерителей температуры в виде заякоренных цепочек (термокос) [3] или интегральных датчиков [4]. Однако постановка и снятие заякоренных станций сопряжены со значительными трудностями и рисками. Можно также использовать группы термокос (термолиний), опускаемых с борта судна [5] или буксируемых за ним [6].

Очевидно, что подобные подходы применимы в любых точках Мирового океана, однако с учетом значительной трудоемкости и стоимости подобных работ возникают естественные вопросы об экономической эффективности, выборе районов и сроков наблюдений. Ответы на эти вопросы подводят к идее применения автономных поверхностных дрейфующих буев типа *SVP*. Их успешное использование в таких программах, как *GDP* (*Global Drifting Program*)¹, UpTempO², подтвердило высокую эффективность при изучении деятельного слоя океана [7]. Поэтому термопрофилирующие дрейфующие буи (*SVP-BTC60/GPS/ice*), использовавшиеся для исследования Арктического региона в программе *UpTempO*, опыт изготовления которых есть у отечественных производителей [8], могут рассматриваться как прототип для создания недорогой и мобильной системы мониторинга.

Усовершенствование буев данного типа и объединение нескольких в единый измерительный кластер позволили [9, 10] разработать прототип системы мониторинга короткопериодной изменчивости температуры деятельного слоя Мирового океана. Она, в частности, позволяет вести наблюдение за характеристиками поля короткопериодных внутренних волн (КВВ) в любой точке Мирового океана, оперативно передавать и обрабатывать получаемые данные. Используемые буйковые средства наблюдений адаптированы для круглогодичного применения в Арктике. Комплексная информационная система обеспечивает сбор данных измерений, их прохождение в каналах связи буй – пользователь, обработку и представление данных в масштабе времени, близком к реальному, что позволяет определять амплитуды, периоды, скорость и направление распространения короткопериодных внутренних волн по разнице во времени между прибытиями пакета волн к различным буям массива.

В работе [11] отмечается, что аналогичные системы использовались в 1980–1990-е гг., однако их техническое несовершенство привело к отказу от методики. Системы нового поколения начинают активно применяться для регистрации пространственных характеристик внутренних волн в экспедиционной практике. Поэтому методическая база их использования только начинает

¹ URL: https://www.argos-system.org/project/global-drifter-program/ (дата обращения: 05.09.2024).

² URL: http://psc.apl.washington.edu/UpTempO/ (дата обращения: 05.09. 2024).

³⁸⁰ МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

формироваться. Требуется практически с нуля разработать специализированное программное обеспечение для обработки данных, получаемых от конкретной буйковой системы.

Цель работы – представить краткое техническое описание созданного массива дрейфующих буев, принципов функционирования их измерительной системы, описать алгоритм анализа характеристик внутренних волн и примеры его применения.

Материалы и методы

Используемый массив дрейфующих буев. Для регистрации характеристик КВВ использовались гидрофизическая измерительная система «Волна-ДС-01» (дрейфующая система) фирмы «Марлин-Юг» (Россия), состоящая из автономных, свободно дрейфующих поверхностных термопрофилирующих буев «Волна-ДБ-01» (дрейфующий буй) в количестве не менее трех единиц (количество может быть увеличено в несколько раз) и станции автоматического приема информации с дрейфующих буев «Волна-ПС-01» (приемная станция). На рис. 1, *а* представлена схема гидрофизической измерительной системы «Волна-ДС-01».



Рис. 1. Гидрофизическая измерительная система «Волна-ДС-01»: *а* – схема составных частей (дрейфующий буй «Волна-ДБ-01» и приемная станция «Волна-ПС-01»); *b* – принципиальная схема дрейфующего буя

F i g. 1. Hydrophysical measuring system "Volna-DS-01": *a* – diagram of the components (drifting buoy "Volna-DB-01" and receiving station "Volna-PS-01"); *b* – schematic diagram of a drifting buoy

Каждый дрейфующий буй (рис. 1, b) состоит из плавучего корпуса и измерительной линии. Корпус выполнен из двух поликарбонатных полусфер, герметично соединенных фланцевым креплением. В верхней части корпуса размещен герметичный отсек с интерфейсом USB A для подключения флеш-накопителя. На корпусе устанавливается флагшток с красным сигнальным флагом, оборудованный линем для облегчения операций постановки и выборки дрейфующего буя.

В герметичном пространстве корпуса размещены элементы электропитания, обеспечивающие продолжительность непрерывной работы не менее 1200 ч, контроллер с системой реального времени, модуль ГНСС ГЛОНАСС/*GPS* с антенной, модем спутниковой системы *Iridium* с антенной. Модуль ГНСС обеспечивает определение координат каждого дрейфующего буя и синхронизацию времени измерений. Спутниковый модем обеспечивает оперативную передачу географических координат каждого дрейфующего буя с дискретностью 10 мин. Синхронно с географическими координатами передаются данные измерений профиля температуры и гидростатического давления, параметры источника питания буя и дополнительная диагностическая информация. Плавучий корпус оборудован магнитным выключателем питания и световыми индикаторами режима работы измерительной системы и статуса спутниковой передачи данных.

Измерительная линия представляет собой кабель типа «витая пара» с несущим тросом. В кабель герметично интегрированы 18 цифровых датчиков температуры и датчик гидростатического давления, показания которого используются для определения фактических горизонтов датчиков температуры при отклонениях измерительной линии от вертикали. Номинальные горизонты расположения датчиков указаны на рис. 1. Конструкция корпусов датчиков температуры обеспечивает их хорошую омываемость окружающей водой для снижения постоянной времени. На нижнем конце измерительной линии расположен заглубляющий груз.

Приемная станция «Волна-ПС-01» состоит из блока приема информации, антенн спутниковой системы *Iridium* и ГНСС и персонального компьютера (ноутбука) со специализированным программным обеспечением (ПО). В блоке приема информации установлены модем спутниковой системы *Iridium*, контроллер и измеритель атмосферного давления, предназначенный для коррекции показаний датчиков гидростатического давления на буях. Антенна ГНСС имеет в составе *GPS*-приемник типа *BU-353s4/BR-355s4* (*GlobalSat*). ПО отображает принятую станцией информацию в графическом (распределения температур по глубине, карта дрейфа) и текстовом (координаты буев, координаты и скорость движения станции) форматах. Взаимное расположение приемной станции и дрейфующих буев может быть произвольным, что позволяет производить мониторинг состояния системы как с судна, так и с берегового поста.

Информация о характеристиках датчиков, применяемых в дрейфующей системе, представлена в таблице. Минимально возможная дискретность измерений составляет 10 с.

Technical and metrological characteristics of the drifting system sensors				
Измеряемый параметр / Measured parameter	Диапазон измерений / Measurement range	Погрешность измерений / Measurement error	Разрешающая способность / Resolution	Постоянная времени / Time constant
Температура / Temperature	−235 °C	±0,05 °C	0,015 °C	15 c / 15 sec
Гидростатиче- ское давление / Hydrostatic pressure	85010000 гПа / 85010000 GPa	±0,4 % от измеряемой величины / ±0,4 % of the measured value	1 гПа / 1 GPa	2 c / 2 sec
Координаты места / Location coordinates	Широта: -90°+90°, долгота: 0°360° / Latitude: -90°+90°, longitude: 0°360°	Радиус попадания 95 % локаций не более 10 м / Hit radius of 95 % of locations does not exceed 10 m	0,00001°	_

Технические и метрологические характеристики датчиков дрейфующей системы Fechnical and metrological characteristics of the drifting system sensors

Примеры применения системы. На рис. 2 отмечены места применения гидрофизической измерительной системы «Волна-ДС 01».

Испытания гидрофизической измерительной системы проводились в Кондопожской губе и заливе Большое Онего Онежского озера в июне 2022 г. в рамках экспедиции Карельского научного центра на НИС «Эколог» (точка *1* на рис. 2). Выбор Онежского озера в качестве испытательного полигона обусловлен следующими факторами: минимизацией рисков нарушения работоспособности или потери оборудования, возможностью применения дрейфующей системы для регистрации характеристик КВВ в большом стратифицированном водоеме.

Морские измерения с применением дрейфующей системы были выполнены в июле 2023 и 2024 гг. в Карском море в рамках экспедиций «Плавучего университета» на НИС «Дальние Зеленцы» и «Профессор Молчанов». Постановка дрейфующей системы производилась в проливе Карские Ворота (точки 2 и 3 на рис. 2), над Новоземельским желобом (точка 4 на рис. 2) и около м. Желания (точка 5 на рис. 2).

В Онежском озере было выполнено шесть измерений суммарной продолжительностью 46 ч. Продолжительность каждого измерения составляла от 3 до 10 ч. Пример карты дрейфа буев приведен на врезке рис. 2. В Карском море было выполнено пять измерений продолжительностью от 6 до 12 ч и общей длительностью 37 ч.

Дрейфующие буи ставились и снимались при волнении моря до трех баллов с рабочего катера вручную, чтобы избежать повреждения плавучих корпусов. В ходе измерений каждым дрейфующим буем была собрана информация о вертикальном распределении температуры в слое от 1 до 65 м, о координатах дрейфа данного буя, которая была дополнена результатами контрольных (фоновых) измерений *СТД*-зондами *CastAway* (США), *СТД48М* (Германия), *SBE19plus V2* (США) с судов.



Рис. 2. Карта применения гидрофизической измерительной системы (1 – Онежское озеро; 2, 3 – Карские Ворота; 4 – Новоземельский желоб; 5 – м. Желания); на врезке – карта дрейфа буев Б1–Б3 (1–3 – серийный номер изготовителя) в Онежском озере 16 июня 2022 г. (красная линия – буй Б1, фиолетовая – буй Б2, бирюзовая – буй Б3)

F i g. 2. Map of application of the hydrophysical measuring system (1 – Lake Onega; 2, 3 – Kara Gate Strait; 4 – Novozemelsky trench; 5 – Zhelaniya Cape); *inset* – map of the buoys B_1 – B_3 drifts (1–3 are the manufacturer serial numbers) in Lake Onega on June 16, 2022 (red line shows buoy B_1 , purple line – buoy B_2 and turquoise one – buoy B_3)

В работе будут рассмотрены в качестве примера результаты регистрации характеристик КВВ в Онежском озере в июне 2022 г. (рис. 2, врезка) и в восточной части пролива Карские Ворота в июле 2023 г.

Методика оценки характеристик КВВ по данным дрейфующей системы. Для регистрации скорости и направления распространения КВВ необходимы одновременные измерения как минимум в трех точках, разнесенных по пространству. Эти характеристики КВВ обычно оцениваются по разнице во времени между прибытиями волновых пакетов к измерителям, расположенным в вершинах треугольника [6]. То есть от точности определения времени задержки прибытия пакета волн зависит точность оценок скорости и направления распространения.

Существуют различные методы оценки времени задержки. Так, в работах [5, 11, 12, 13] время задержки оценивается визуально непосредственно по записям колебаний температуры. Данный метод эффективно работает при регистрации хорошо различимых солитоноподобных волн. При наличии на записях последовательных пакетов волн сложной структуры применение данного метода может быть затруднено. Описан также метод оценки времени задержки 384 МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025 по максимумам кросскорреляционной функции [4, 6]. Данный метод применим при расположении измерителей в вершинах треугольника с длиной стороны, много меньшей длины регистрируемых волн, что не всегда удобно для реализации. Возможно определение времени задержки по максимумам интегральной температуры [14] или максимумам скорости изменения температуры на некотором горизонте [3]. Однако применение этих методов описано в основном для волн большой амплитуды и солитоноподобных волн.

В данной работе для оценки времени задержки прибытия пакета волн применялась оценка скользящей дисперсии [15] глубины залегания изотерм. Скользящая дисперсия успешно применяется для оценки флуктуаций различных параметров ионосферы [16], геохимических параметров [17], а также скорости течений в океане [9, 18]. Поскольку скользящая дисперсия отражает локальные изменения свойств временно́го ряда, максимумы скользящей дисперсии хорошо соответствуют как солитонам, так и пакетам КВВ.

Рассмотрим более подробно разработанный алгоритм обработки данных измерений дрейфующей системой «Волна-ДС 01» (рис. 3, *a*). В левом столбце блок-схемы представлен ход работы с данными, получаемыми с судна (фоновыми) и с буев, в остальных – с данными только массива дрейфующих буев.



Р и с. 3. Алгоритм расчета характеристик КВВ по данным измерений дрейфующей системой: a – блок-схема алгоритма (бежевым цветом выделены исходные данные, розовым – промежуточные результаты, зеленым – конечные результаты); b – график определения скорости и направления КВВ (буквы N и E указывают направление на север и восток, крупными точками с подписями *lat, lon* показано географическое положение буев в момент регистрации волнового пакета, а подписями Б₁, Б₂ и Б₃ указан порядок регистрации волнового пакета буями дрейфующей системы, где Б₁ – буй, первым зарегистрировавший волновой пакет)

F i g. 3. Algorithm for calculating the SIW characteristics based on the drifting system measurements: a – flowchart of the algorithm (beige color shows initial data, pink – intermediate results, green – final results); b – graph for determining the SIW velocities and directions (letters N and E indicate the directions to the north and east, large dots labeled *lat* and *lon* show the buoy geographical locations at the moment of wave packet recording, and signatures B₁, B₂ and B₃ indicate the order of wave packet recording by the buoys of drifting system where B₁ is the buoy that first recorded the wave packet)

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

На первом этапе анализа данных при расчете скользящей дисперсии возникает необходимость определения оптимального окна, в пределах которого на каждом шаге рассчитывается дисперсия. В данной работе оптимальное окно вычислялось как отношение среднего расстояния между буями (рассчитывается по географическим координатам буев) к фазовой скорости внутренних волн по двухслойному приближению [19] с использованием данных фоновых *CTD*-зондирований (см. левый столбец блок-схемы на рис. 3, *a*). Оптимальное окно, по сути, является минимальным временем, при котором волна распространится от одного дрейфующего буя к другому. При заниженных оценках фазовой скорости оптимальное окно может превышать период регистрируемых волн, поэтому оценка оптимального окна возможна также путем расчета минимального периода внутренних волн на записи колебаний температуры. Однако следует отметить, что истинный период волн искажается при дрейфе буев вследствие эффекта Доплера.

На рис. 3, *а* в среднем и правом столбцах блок-схемы показан алгоритм расчета характеристик КВВ. Отметим, что на точность и эффективность оценки разницы во времени между прибытиями пакета волн по максимумам скользящей дисперсии оказывает влияние выбор изотермы для анализа. Выбирается изотерма в слое максимального вертикального градиента температуры, глубина залегания которой испытывает максимальные по амплитуде колебания. Затем с постоянным шагом, равном дискретности измерений, рассчитываются значения глубины ее залегания, по которым определяются амплитуды и периоды КВВ в соответствии с методикой [20].

Рассчитывается скользящая дисперсия глубины залегания изотерм с учетом оценок оптимального окна и производится ее нормирование на максимальное значение для удобства последующего совместного анализа. На графиках временной изменчивости скользящей дисперсии производится визуальная регистрация последовательных локальных максимумов, расположенных близко по времени для разных буев дрейфующей системы. Причем, как правило, задержка между максимумами локальной дисперсии для одной пары буев из трех всегда больше, чем для другой.

Далее положение локальных максимумов валидируется путем прямого сопоставления графиков скользящей дисперсии и записей колебаний изотерм. По локальным максимумам скользящей дисперсии определяется, во-первых, порядок регистрации пакета волн буями системы, а во-вторых, моменты регистрации волнового пакета каждым из буев системы.

Затем с учетом расстояния между буями (рассчитывается по географическим координатам буев) определяется фазовая скорость КВВ [11]:

$$C_{\phi} = \frac{L_{12} \sin \phi_{2BB}}{t_2 - t_1} = \frac{L_{13} \sin \phi_{3BB}}{t_3 - t_1},$$
(1)

где L_{12} – расстояние между буями Б₁ и Б₂; L_{13} – расстояние между буями Б₁ и Б₃; t_1 , t_2 , t_3 – время регистрации волнового пакета датчиками буя Б₁, Б₂ Б₃ соответственно; ϕ_{2BB} – угол между прямой волнового фронта, проходящей через точку Б₁, и направлением из точки Б₁ в точку Б₂, определяемый по формуле

$$\varphi_{2_{BB}} = \arctan\left(\pm \frac{\sin \varphi_{32}}{\frac{(t_3 - t_1)L_{12}}{(t_2 - t_1)L_{13}} - \cos \varphi_{32}}\right), \varphi_{3E} > <\varphi_{2E},$$

где ϕ_{32} – угол между направлениями из точки Б₁ на точку Б₂ и Б₃; ϕ_{2E} – угол между направлением из точки Б₁ на восток и на точку Б₂; ϕ_{3E} – угол между направлением из точки Б₁ на восток и на точку Б₃; ϕ_{3BB} – угол между прямой волнового фронта, проходящей через точку Б₁, и направлением из точки Б₁ в точку Б₃, определяемый по формуле

$$\phi_{3BB} = \phi_{2BB} \pm \phi_{32}, \quad \phi_{3E} > < \phi_{2E}.$$

Направление распространения КВВ (рис. 3, *b*) определяется по формуле [11]

$$\phi_{\rm BB} = 2\pi + \phi_{2\rm BB} - \phi_{2\rm E}.$$
 (2)

Существуют и другие выражения для расчета характеристик КВВ [3, 6]. Выражения из работы [11] были выбраны потому, что расчет по ним не предъявляет строгих требований к относительному положению буев и не требует перехода в другую систему координат.

По выражениям (1) и (2) рассчитываются скорость и направление распространения волны в движущейся системе отсчета, связанной с дрейфующей системой. Для получения абсолютных оценок этих величин рассчитывается векторная сумма векторов скорости волны и скорости дрейфа. При этом принимается, что буи дрейфуют с одинаковой скоростью в момент регистрации волнового пакета.

Преимущество метода, описанного в работе [11], заключается в отсутствии необходимости жесткой пространственной фиксации элементов измерительной системы. Расстояние между элементами может быть произвольным и варьироваться по пространственным масштабам в зависимости от изучаемых явлений. Алгоритм обработки результатов измерений реализован в среде *Matlab*. Основные операции обработки данных сопровождаются выводом графической и текстовой информации.

Результаты и их обсуждение

Характеристики КВВ в Онежском озере по данным измерений дрейфующей системой. В качестве примера применения дрейфующей системы в Онежском озере приведем результаты измерений 16 июня 2022 г. Дрейфующая система развертывалась в заливе Большое Онего над глубинами около 36 м. Для обеспечения стабильного функционирования дрейфующей системы рабочая длина термолиний была уменьшена до 30 м посредством намотки их нижней части в бухты. Расстояние между буями системы составляло ~ 300 м, а скорость дрейфа варьировалась от 0,05 до 0,1 м/с. По данным фонового *CTD*-зондирования наблюдалась устойчивая температурная стратификация. Верхний квазиоднородный слой имел толщину 4 м, а слой термоклина располагался в слое от 4 до 10 м и совпадал с положением пикноклина. Градиент температуры в термоклине достигал 0,9 °С/м, что соответствовало градиенту плотности 0,08 кг/м⁴.

На рис. 4 представлены фрагменты результатов измерений в Онежском озере.



Р и с. 4. Фрагменты результатов измерений в Онежском озере в июне 2022 г. с НИС «Эколог»: a – записи колебаний изотерм для трех буев дрейфующей системы (красная пунктирная линия – буй Б1, фиолетовая пунктирная линия – буй Б2, бирюзовая пунктирная линия – буй Б3; t1, t2, t3 – обозначения моментов прибытия пакета волн к буям дрейфующей системы); b – временные вариации скользящей дисперсии, нормированные на ее максимальное значение, для глубин залегания изотермы 10 °C с окном в 5 мин; с – карта распределения скользящей дисперсии вдоль траекторий дрейфа буев с нанесенными векторами скорости дрейфа буев и скорости распространения КВВ (C_ф – фазовая скорость лидирующей волны пакета в системе отсчета, связанной с движущимися буями, V_d – скорость дрейфа буев, С_{фр} – результирующая фазовая скорость) F i g. 4. Fragments of the measurement results obtained at R/V "Ecolog" in Lake Onega in June 2022: a – records of the isotherm fluctuations for three buoys of the drifting system (red dashed line is buoy B₁, purple dashed line – buoy B₂, turquoise dashed line – buoy B₃; t_1 , t_2 , t_3 are the designations for the moments of wave packet arriving to the buoys of drifting system); b - time variations of the movingdispersion normalized to its maximum value for the 10 $^{\circ}$ C isotherm depths with a 5 min window; c – map of the moving dispersion distribution along the buoy drift trajectories with the vectors of buoy drift velocities and SIW phase speeds (C_{ϕ} is the phase speed of leading packet wave in the coordinate system related to the moving buoys, V_d is the buoy drift velocity and $C_{\phi p}$ is the resulting phase speed)

На записях колебаний изотерм (рис. 4, a) по данным каждого из трех буев в слое от 4 до 10 м отмечается ярко выраженный волновой пакет с амплитудами волн ~ 1 м и периодами 10–15 мин. Исходя из записей колебаний изотерм достаточно сложно визуально выделить время прибытия пакета к буям дрейфующей системы. При расстоянии между буями 276 м и фазовой скорости по дисперсионному соотношению для двухслойной среды 0,12 м/с оптимальное окно скользящей дисперсии составляет 36 мин, что превышает максимальный период регистрируемых колебаний. Поэтому оптимальное окно скользящей дисперсии были принято равным минимальному периоду волн в 5 мин.

Расчет скользящей дисперсии для глубин залегания изотермы 10 °С (толстая черная линия на рис. 4, *a*), выбранной по максимуму вертикального градиента температуры, демонстрирует последовательные максимумы (рис. 4, *b*), которые, при сравнении с записями колебаний изотерм, хорошо соответствуют лидирующим волнам в пакете. Первый локальный максимум скользящей дисперсии (t_1) отмечался на буе 3 в 10:05 (*UTC*), второй (t_2) – на буе 2 в 10:06, третий (t_3) – на буе 1 в 10:18.

С учетом данных о положении буев была оценена фазовая скорость лидирующей волны пакета (0,33 м/с) по выражению (1) и направление ее распространения (350°) по выражению (2) в системе отсчета, связанной с движущимися буями. С учетом скорости дрейфа буев 0,08 м/с и направления дрейфа 38° результирующая скорость распространения пакета волн составляет 0,34 м/с, а направление – 2° .

Полученное направление распространения волнового пакета согласуется с пространственным положением локальных максимумов нормализованной скользящей дисперсии (рис. 4, *c*), порядком регистрации волнового пакета и оценками разницы во времени между прибытиями волнового пакета к буям системы. Скорость распространения КВВ, полученная по результатам обработки данных дрейфующей системы, в три раза превышает фазовую скорость, оцененную по двухслойной стратификации (0,34 м/с против 0,12 м/с). Вероятно, такое различие связано с тем, что зарегистрированный волновой пакет обладает значительной нелинейностью, или с тем, что двухслойное приближение не вполне корректно использовать для описания скорости внутренних волн в условиях мелководной слабостратифицированной акватории.

Отметим, что соотношение скоростей линейных и нелинейных волн часто обсуждается в контексте теории Кортвега – де Фриза (KdV), которая описывает поведение нелинейных волн, включая солитоны [21]. Эта теория показывает, что скорость нелинейных волн зависит от их амплитуды, в то время как скорость линейных волн определяется только свойствами среды (стратификацией и глубиной).

Характеристики КВВ в Карском море, по данным измерений дрейфующей системой. Рассмотрим пример обработки результатов измерений дрейфующей системой в проливе Карские Ворота 16 июля 2023 г. Буи системы устанавливались в северо-восточной части пролива (см. рис. 2) над глубинами около 80 м на расстоянии около 140 м друг от друга. По данным фонового зондирования выявлена ярко выраженная стратификация, близкая к двухслойной.

Верхний квазиоднородный слой толщиной 5 м и нижний слой разделял пикноклин в слое от 5 до 11 м с градиентом плотности около 0,42 кг/м⁴. Положения пикноклина и термоклина совпадали. При данной стратификации в соответствии с дисперсионным соотношением для двухслойной среды фазовая скорость составляет 0,6 м/с.

На рис. 5 показаны фрагменты результатов измерений в проливе Карские ворота.



Рис. 5. Фрагменты результатов измерений в проливе Карские Ворота в июле 2023 г. с НИС «Дальние Зеленцы» (обозначения см. в рис. 4): a – записи колебаний изотерм для трех буев дрейфующей системы; b – временные вариации скользящей дисперсии, нормированные на ее максимальное значение, для глубин залегания изотермы 9 °С с окном в 4 мин; c – карты распределения скользящей дисперсии вдоль траекторий дрейфа буев с нанесенными векторами скорости дрейфа буев и скорости распространения КВВ

F i g. 5. Fragments of the measurement results obtained at R/V "Dalnie Zelentsy" in the Kara Gate Strait in July 2023 (see designations in fig. 4): a – records of the isotherm fluctuations for three buoys of the drifting system; b – time variations of the moving dispersion normalized to its maximum value for the 9 °C isotherm depths with a 4 min window; c – map of the moving dispersion distribution along the buoy drift trajectories with the vectors of buoy drift velocities and SIW phase speeds
Записи колебаний изотерм (рис. 5, *a*) демонстрируют наличие КВВ в слое от 5 до 15 м с амплитудами около полуметра и периодами ~ 10 мин. Сложный характер колебаний на записях не позволяет достоверно оценить время прибытия волн к буям системы. Оптимальное окно – отношение расстояния между буями (136 м) к фазовой скорости волны (0,6 м/с) – составляет 4 мин, что с учетом минимального периода регистрируемых волн, равного 5 мин, является адекватной оценкой. В области максимального градиента была выбрана изотерма 9 °C (рис 5, *a*). Скользящая дисперсия глубин ее залегания показана на рис. 5, *b*.

На всех буях дрейфующей системы отмечаются последовательные локальные максимумы, которые соответствуют сходным по форме волнам на записях колебаний изотерм. Буй 1 зарегистрировал волну в 12:01:00 (UTC) (t₁), буй 3 зарегистрировал волну в 12:11:10 (t₂), буй 2 зарегистрировал волну в 12:11:40 (*t*₃). Столь малая задержка связана с направлением распространения волнового пакета, малым расстоянием между буями и относительно высокой фазовой скоростью волн. Фазовая скорость, рассчитанная по выражению (1), составила 0,11 м/с, а направление распространения, вычисленное по выражению (2), составило 14°. С учетом скорости (0,53 м/с) и направления (65°) дрейфа результирующая скорость распространения волны составила 0,6 м/с, а направление – 57° (рис. 5, с). Полученная фазовая скорость близка к оценкам, полученным в двухслойной модели. Направление распространения соответствует положению и порядку регистрации максимумов дисперсии на карте дрейфа буев (рис. 5, c), а также сходно с генеральным направлением распространения проявлений пакетов КВВ, регистрируемых по спутниковым данным в районе исследований [22, 23].

Заключение

В работе описана новая гидрофизическая измерительная система на основе массива поверхностных дрейфующих термопрофилирующих буев. Основными преимуществами данной системы является ее мобильность, удобство постановки и возможность отслеживания состояния системы в режиме реального времени по спутниковому каналу связи. К недостаткам относится отсутствие штатной возможности изменения положения термодатчиков по глубине. Стоит отметить, что представленная измерительная система пригодна для регистрации широкого спектра процессов и явлений, протекающих в океане, например фронтальной и вихревой динамики.

Были описаны методические особенности оценки скорости и направления внутренних волн. Продемонстрирован способ определения времени задержки прибытия волновых пакетов к измерителям по результатам расчета скользящей дисперсии с окном, определяемым исходя из условий стратификации, конфигурации дрейфующей системы и периода регистрируемых волн.

Представлены результаты применения системы в Онежском озере и в проливе Карские ворота. Обработка результатов измерений с использованием предложенного метода на основе расчета скользящей дисперсии позволила определить фазовую скорость и направление распространения КВВ. Сравнивая результаты, полученные в Онежском озере и проливе Карские Ворота, стоит отметить, что при уменьшении расстояния между буями усложняется оценка задержки прибытия волновых пакетов, поскольку разница между максимумами скользящей дисперсии оказывается малой. Это важно учитывать в последующих работах, развертывая буи так, чтобы расстояние между ними было примерно равным длине исследуемой волны.

В результате применения дрейфующей системы «Волна-ДС 01» в 2022– 2024 гг. накоплена обширная база натурных измерений. Полученные характеристики волн в дальнейшем, в совокупности с результатами спутниковых наблюдений и расчетов по региональной приливной модели высокого разрешения, позволят определить преобладающие механизмы генерации КВВ в различных районах Карского моря.

В дальнейшем представленный алгоритм будет усовершенствован. Планируется более детальный сравнительный анализ различных методов оценки времени задержки сигналов, а также применение иных способов оценки скорости и направления волн. Для валидации оценок фазовой скорости будут использоваться данные о полном профиле плотности, а период регистрируемых волн будет корректироваться с учетом эффекта Доплера.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Spirals on the Sea / W. Mink [et el.] // Proceedings of The Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. 2000. Vol. 456, iss. 1997. P. 1217–1280. https://doi.org/10.1098/rspa.2000.0560
- 2. *Зимин А. В.* Субприливные процессы и явления в Белом море. Москва : ГЕОС, 2018. 220 с. EDN FNLVTS.
- Примеры подходов к исследованию температурной изменчивости вод шельфа Черного моря при помощи кластера термокос / В. В. Очередник [и др.] // Океанология. 2020. Т. 60, № 2. С. 173–185. EDN YCLUGL. https://doi.org/10.31857/S0030157420010189
- Internal Waves Study on a Narrow Steep Shelf of the Black Sea Using the Spatial Antenna of Line Temperature Sensors / A. Serebryany [et al.] // Journal of Marine Science and Engineering. 2020. Vol. 8, iss. 11. 833. https://doi.org/10.3390/jmse8110833
- Multi-Sensor Observations Reveal Large-Amplitude Nonlinear Internal Waves in the Kara Gates, Arctic Ocean / I. E. Kozlov [et al.] // Remote Sens. 2023. Vol. 15, iss. 24. 5769. https://doi.org/10.3390/rs15245769
- 6. *Степанюк И. А.* Методы измерений характеристик морских внутренних волн. Санкт-Петербург : РГГМУ, 2002. 138 с. EDN RXGVIT.
- 7. Мотыжев С. В., Лунев Е. Г., Толстошеев А. П. Опыт применения автономных дрифтеров в системе наблюдений ледовых полей и верхнего слоя океана в Арктике // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 2. С. 54–68. EDN XTCKW. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2017-2-54-68
- Толстошеев А. П., Лунев Е. Г., Мотыжев В. С. Развитие средств и методов дрифтерной технологии применительно к проблеме изучения Черного моря // Океанология. 2008. Т. 48, № 1. С. 149–158. EDN IBYVLJ.
- Система мониторинга характеристик гидрофизических полей в субмезомасштабном интервале изменчивости / А. В. Зимин [и др.] // Моря России: год науки и технологий в РФ – десятилетие наук об океане ООН : тезисы докладов Всероссийской научной конференции. Севастополь, 2021. С. 246–247. EDN SXOYCH.

- Метод оценки характеристик короткопериодных внутренних волн по данным массива дрейфующих буев / Е. И. Свергун [и др.] // Моря России: от теории к практике океанологических исследований : тезисы докладов Всероссийской научной конференции. Севастополь, 2023. С. 102–103. EDN KIAQSP.
- Centurioni L. Observations of Large-Amplitude Nonlinear Internal Waves from a Drifting Array: Instruments and Methods // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2010. Vol. 27, iss. 10. P. 1711–1731. https://doi.org/10.1175/2010JTECHO774.1
- 12. *Lee O. S.* Observations on internal waves in shallow water // Limnology and Oceanography. 1961. Vol. 6, iss. 3. P. 312–321. https://doi.org/10.4319/lo.1961.6.3.0312
- Observations of internal waves generated by an anticyclonic eddy: a case study in the ice edge region of the Greenland Sea / O. M. Johannessen, [et al.] // Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 2019. Vol. 71, iss.1. P. 1–12. https://doi.org/10.1080/16000870.2019.1652881
- 14. On the identification of internal solitary waves from moored observations in the northern South China Sea / Q. Gong [et al.] // Scientific Reports. 2023. Vol. 13, iss. 1. 3133. https://doi.org/10.1038/s41598-023-28565-5
- Севостьянов П. А., Самойлова Т. А., Родин А. А. Последовательные регрессии при анализе и прогнозировании вариабельности временных рядов // Инновационные технологии в текстильной и легкой промышленности : материалы Международной научно-технической конференции. 2019. С. 305–307. EDN QMAKUP.
- 16. Свердлик Л. Г. Идентификация предсейсмических возмущений в атмосфере с использованием модифицированного критерия STA/LTA // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18, № 3. С. 141–149. EDN FXVUDP. https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-3-141-149
- 17. *Саидов О. А.* Мониторинг вариаций газогеохимических параметров в области Дагестанский клин в связи с сейсмическими событиями // Мониторинг. Наука и технологии. 2014. № 4. С. 71–75. EDN TDXDBP.
- Using Moving Variance Method to Detect Ocean Currents from Space / A. V. Khodyaev [et al.] // Journal of Siberian Federal University. Engineering and Technologies. 2011. Vol. 4, iss. 2. P. 179–184. EDN NMWLLF.
- 19. *Коняев К. В., Сабинин К. Д.* Волны внутри океана. Санкт-Петербург : Гидрометеоиздат, 1992. 269 с.
- 20. Жегулин Г. В., Зимин А. В., Родионов А. А. Анализ дисперсионных зависимостей и вертикальной структуры внутренних волн в Белом море по экспериментальным данным // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2016. Т. 9, № 4. С. 47–59. EDN XELWCH.
- Remote sensing techniques for detecting internal solitary waves: A comprehensive review and prospects / J. Meng [et al.] // IEEE Geoscience and Remote Sensing Magazine. 2024. Vol. 12, iss. 4. P. 46–78. https://doi.org/10.1109/MGRS.2024.3402673.
- 22. Районы генерации нелинейных внутренних волн в Баренцевом, Карском и Белом морях по данным спутниковых РСА измерений / И. Е. Козлов [и др.] // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11, № 4. С. 338–345. EDN TJELGP.
- Properties of Short-Period Internal Waves in the Kara Gates Strait Revealed from Spaceborne SAR Data / I. O. Kopyshov [et al.] // Russian Journal of Earth Sciences. 2023. Vol. 23, iss. 5. ESO210. EDN QJSLVL. https://doi.org/ 10.2205/2023ES02S110

Об авторах:

Свергун Егор Игоревич, научный сотрудник, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (119053, г. Санкт-Петербург, 1-я Линия Васильевского острова, д. 30), кандидат географических наук, WoS ResearcherID: AAC-7289-2020, Scopus Author ID: 57195066881, ORCID ID: 0000-0002-9228-5765, SPIN-код: 3212-7041, egor-svergun@yandex.ru

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 3 2025

Зимин Алексей Вадимович, главный научный сотрудник Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН (119053, г. Санкт-Петербург, 1-я Линия Васильевского острова, д. 30), доктор географических наук, профессор Санкт-Петербургского государственного университета (199034, г. Санкт-Петербург, Университетская набережная, д. 7/9), ORCID ID: 0000-0003-1662-6385, WoS ResearcherID: C-5885-2014, Scopus Author ID: 55032301400, SPIN-код: 9833-3460, zimin2@mail.ru

Мотыжев Сергей Владимирович, главный научный сотрудник, ФГАОУ ВО «Севастопольский государственный университет» (299053, Севастополь, ул. Университетская, д. 33), доктор технических наук, старший научный сотрудник, ORCID ID: 0000-0002-8438-2602, Scopus Author ID: 6507354504, SPIN-код: 1999-2976, motyzhev@marlin-yug.com

Толстошеев Алексей Петрович, ведущий научный сотрудник, ФГАОУ ВО «Севастополь-ский государственный университет» (299053, Севастополь, ул. Университетская, д. 33), кандидат технических наук, старший научный сотрудник, ORCID ID: 0000-0002-0771-0879, ResearcherID: G-1901-2014, Scopus Author ID: 23994548500, SPINкод: 8885-3906, tolstosheev@marlin-yug.com

Лунев Евгений Геннадьевич, ведущий научный сотрудник, ФГАОУ ВО «Севастопольский государственный университет» (299053, Севастополь, ул. Университетская, д. 33), кандидат технических наук, ORCID ID: 0000-0002-7138-3024, Scopus Author ID: 23994266100, SPIN-код: 9627-6497, lunev@marlin-yug.com

Воликов Михаил Сергеевич, научный сотрудник, ФГАОУ ВО «Севастопольский государственный университет» (299053, Севастополь, ул. Университетская, д. 33), ORCID ID: 0000-0003-4307-0423, ResearcherID: ABI-9792-2022, SPIN-код: 7799-5042, volikov@marlinyug.com