ISSN 0233-7584

Том 41, № 1 Январь – Февраль 2025

Морской гидрофизический журнал

мгфж.рф



ISSN 0233-7584

Том 41, № 1. 2025 Январь – Февраль Сквозной номер выпуска – 241 Основан в январе 1985 года Выходит 6 раз в год Vol. 41, no. 1. 2025 January – February Continuous issue – 241 Founded in January 1985

Publication frequency: 6 issues per year

16+

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

English language version of the journal is available from

Physical Oceanography ISSN 1573-160X

Научно-теоретический журнал

УЧРЕДИТЕЛЬ И ИЗДАТЕЛЬ:

Scientific and theoretical journal

Federal State Budget Scientific

Institution Federal Research Centre

FOUNDER AND PUBLISHER:

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

исследовательский центр «Морской "Marine Hydrophysical гидрофизический институт РАН» Institute of RAS" Журнал включен в «Перечень рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание ученой степени доктора наук» (К1), группа научных специальностей: 1.6.17. Океанология (физико-математические, географические, технические науки), 1.6.18. Науки об атмосфере и климате (физико-математические, географические науки), 1.6.19. Аэрокосмические исследования Земли, фотограмметрия (физико-математические

науки), 1.6.20. Геоинформатика, картография (технические науки), 1.6.20. Геоинформатика, картография (физико-математические науки) Издание находится под научно-методическим руководством Отделения наук о Земле РАН Журнал зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций (регистрационный номер ПИ № ФС77-76617 от 15.08.2019 г.)

Территория распространения – Российская Федерация, зарубежные страны

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

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

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

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

Является членом Crossref

Плата за публикацию статей не взимается Электронный адрес: journal@mhi-ras.ru

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

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Грязин Дмитрий Геннадиевич - зав. отделом, главный метролог АО «Концерн «ЦНИИ «Электроприбор», д. т. н., профессор кафедры мехатроники ИТМО, Scopus Author ID: 25638150600 (Санкт-Петербург, Россия)

Деметрашвили Демури Ильич – зав. сектором математического моделирования геофизических процессов моря и атмосферы, Институт геофизики им. М. 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)

Лолгих Григорий Иванович – лиректор ТОИ ЛВО РАН, д. ф.-м. н., академик РАН, проф., ORCID ID: 0000-0002-2806-3834 (Владивосток, Россия)

Дулов Владимир Александрович – зав. лабораторией ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., проф., ORCID ID: 0000-0002-0038-7255 (Севастополь, Россия)

Ефимов Владимир Васильевич – зав. отделом ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., проф., ResearcherID: Р-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 Васильевич – ведущий научный сотрудник ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., проф., ResearcherID: В-3603-2018 (Севастополь, Россия)

Коротаев Геннадий Константинович – научный руководитель ФГБУН ФИЦ МГИ, член-корреспондент

Коротась тепнадии константнович – научный руководитель ФТП ФТП (игн., элен-корреснойдент РАН, д. ф.-м. н., проф., ResearcherID: К-3408-2017 (Севастополь, Россия) Кудрявцев Владимир Николаевич – исполнительный директор Лаборатории спутниковой океаногра-фии РГГУ, д. ф.-м. н., проф., ResearcherID: G-1502-2014 (Санкт-Петербург, Россия)

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

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

Римский-Корсаков Николай Андреевич – зам. директора по направлению Морская техника ФГБУН ИО им. П. П. Ширшова РАН, д. т. н., ResearcherID: K-8378-2017 (Москва, Россия) Рубино Анджело – Ph.D., профессор Università Ca' Foscari, ORCID ID: 0000-0003-3857-4811 (Венеция, Италия)

Самодуров Анатолий Сергеевич – зав. отделом ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., ResearcherID: V-8642-2017 (Севастополь, Россия)

Фомин Владимир Владимирович – зав. отделом ФГБУН ФИЦ МГИ, д. ф.-м. н., ORCID ID: 0000-0002-9070-4460 (Севастополь, Россия)

Шапиро Георгий Иосифович – профессор Плимутского университета, руководитель Плимутского

Шапиро Георгии 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: А-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)

Grigorv I. Dolgikh – Director of POI FEB of RÁS, Dr.Sci. (Phys.-Math.), academician of RAS, prof., ORCID ID: 0000-0002-2806-3834 (Vladivostok, Russia)

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

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

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

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

Dmitry G. Gryazin – Head of Department, Chief Metrologist of SRC of the "Concern CSRI Elektropribor" JSC, Dr.Sci. (Techn.), prof. of Mechatronics of ITMO University, Scopus 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)

Vasiliy 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, Supervisor of MMBI KSC of RAS, academician of RAS, Dr.Sci. (Geogr.), prof., ORCID ID: 0000-0003-4430-5220 (Rostov-on-Don, Russia)

Nickolay A. Rimski-Korsakov – Deputy Director (Marine Engineering) of FSBSI P.P. Shirshov IO of RAS, Dr.Sci. (Techn.), ResearcherID: K-8378-2017 (Moscow, Russia) Angelo Rubino – Professor of Ca'Foscari University, Ph.D. (Phys. Occanogr.), ORCID ID: 0000-0003-3857-4811 (Venice, Italy)

Angelo Rubino – Professor of Ca' Foscari University, Ph.D. (Phys. Oceanogr.), ORCID ID: 0000-0003-3857-4811 (Venice, Italy) Anatoly S. Samodurov – Head of Department of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), ResearcherID: V-8642-2017 (Sevastopol, Russia)

Georgy I. Shapiro – Head of Plymouth Ocean Forecasting Centre of the University of Plymouth, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof. in Phys. Oceanogr. (Plymouth, Great Britain).

Naum B. Shapiro – Head Scientist Researcher of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), ResearcherID: A-8585-2017 (Sevastopol, Russia)

Mikhail V. Shokurov – Head Scientist Researcher of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Phys.-Math.), ORCID ID: 0000-0003-1595-8281 (Sevastopol, Russia)

Elena F. Vasechkina – Deputy Director of FSBSI FRC MHI, Chief Research Associate of FSBSI FRC MHI, Dr.Sci. (Geogr.), ORCID ID: 0000-0001-7007-9496 (Sevastopol, Russia)

Elizaveta V. Zabolotskikh – Head Scientist Researcher of RSHU, Dr.Sci. (Phys.-Math.), Scopus Author ID: 6506482460 (Saint Petersburg, Russian)

Vladimir B. Zalesny – Head Scientific Researcher of INM of RAS, Dr.Sci. (Phys.-Math.), prof., ORCID ID: 0000-0003-3829-3374 (Moscow, Russia)

Andrey G. Zatsepin – Chief of Laboratory of FSBSI P.P. Shirshov IO of RAS, Chief Research Associate of FSBSI P.P. Shirshov IO of RAS. Dr.Sci. (Phys.-Math.). ORCID ID: 0000-0002-5527-5234 (Moscow. Russia)

George Zodiatis – Senior Researcher of Laboratory of Coastal and Marine Research of the Institute of Applied and Computational Mathematics, for Research and Technology Foundation – Hellas, Ph.D. (Oceanol.), ResearcherID: J-3032-2013 (Heraklion, Crete, Greece)

СОДЕРЖАНИЕ

Том 41, № 1. 2025	январь – февраль, 2025
-------------------	------------------------

ТЕРМОГИДРОДИНАМИКА ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ	
Яровая Д. А., Ефимов В. В. Численное моделирование зимнего выхолаживания Черного моря	5
АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА	
Корзинин Д. В. Шторм в стадии затухания как фактор сезонных деформаций песчаного берегового профиля	20
Кузнецов А. С., Иващенко И. К. Среднемноголетние спектральные характе- ристики долгопериодных колебаний прибрежного течения у Южного берега Крыма	36
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ЭКСПЕДИЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ	
Вареник А. В. Соединения азота и фосфора в атмосферных выпадениях г. Севастополя в 2015–2023 годах	50
МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МОРСКИХ СИСТЕМ	
Рувинская Е. А., Куркина О. Е., Куркин А. А. Характеристики сдвиговых потоков, индуцированных внутренними волнами на сахалинском шель- фе (Охотское море)	66
Чухарев А. М. Нестационарная модель турбулентности для верхнего погра- ничного слоя моря	83
СПУТНИКОВАЯ ГИДРОФИЗИКА	

Калинская Д. В.	Особенности	изменчивости	параметра	Ангстрема	над Чер-	
ным морем.						101



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

CONTENTS

January – February, 2025

Iarovaia D. A., Efimov V. V. Numerical modeling of winter cooling in the Black Sea	5
ANALYSIS OF OBSERVATIONS AND METHODS OF CALCULATING HYDROPHYSICAL FIELDS IN THE OCEAN	
Korzinin D. V. A Storm in the attenuation stage as a factor in seasonal deformations of a sandy coastal profile	20
Kuznetsov A. S., Ivashchenko I. K. Long-term average annual spectral characteris- tics of the coastal current long-period oscillations off the Southern Coast of Crimea	36
EXPERIMENTAL AND FIELD RESEARCH	
Varenik A. V. Nitrogen and phosphorus compounds in atmospheric deposition in Sevastopol, 2015–2023	50
MATHEMATICAL MODELING OF MARINE SYSTEMS	
Rouvinskaya E. A., Kurkina O. E., Kurkin A. A. Characteristics of stratified shear flows induced by internal waves on the Sakhalin shelf (Sea of Okhotsk)	66
•	
Chukharev A. M. Non-stationary turbulence model for the upper boundary layer of the sea	83

Kalinskaya D. V.	Research of the Angs	trom parameter variability	over the Black
Sea region			



Vol. 41, no. 1. 2025

Научная статья

УДК 551.46.02 EDN: DQGQSI

Численное моделирование зимнего выхолаживания Черного моря

Д. А. Яровая [⊠], В. В. Ефимов

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия [™] darik777mhi-ras@mail.ru

Поступила в редакцию 29.05.2024; одобрена после рецензирования 01.11.2024; принята к публикации 20.11.2024.

Аннотация

Цель. Цель работы – численное исследование изменения термической структуры верхнего слоя Черного моря во время сезонного зимнего охлаждения на примере зимы 2009–2010 гг. Методы и результаты. Использовалась совместная мезомасштабная модель море – атмосфера NEMO-OASIS-WRF (NOW) с разрешением 2 км, состоящая из морской модели NEMO и атмосферной модели WRF. Воспроизведены изменения, произошедшие в верхнем слое моря за период 01.12.2009-28.02.2010, и рассмотрен временной ход температуры воды на разных глубинах. Для характерной точки в глубоководной части моря продемонстрировано увеличение со временем толщины верхнего квазиоднородного слоя и опускание верхней границы холодного промежуточного слоя в результате вовлечения более холодной воды в верхний более теплый квазиоднородный слой. Также показано, что опускание верхней границы холодного промежуточного слоя сопровождалось повышением его температуры. Для описания эволюции этого слоя во время зимнего охлаждения предложены два критерия – минимальная температура в слое 0-120 м и разность между этой величиной и температурой поверхности моря. Получены вертикальные разрезы температуры на разных сталиях зимнего охлажления и рассмотрены основные изменения, произошедшие в термической структуре верхнего слоя моря. В частности, показано, что в процессе зимнего охлаждения холодная, но менее соленая вода северо-западного шельфа не смешивалась с водами открытого моря из-за наличия большого горизонтального градиента плотности.

Выводы. При описании сезонного зимнего изменения верхнего квазиоднородного слоя необходимо учитывать не только теплоотдачу в атмосферу через верхнюю границу, но и вертикальный турбулентный обмен через нижнюю границу. Во время сезонного охлаждения верхнего квазиоднородного слоя не все накопленное за лето тепло уходит в атмосферу: часть, хотя и небольшая, передается на нижележащие уровни, приводя к уменьшению холодозапаса холодного промежуточного слоя. Влияние граничных условий в виде притока вод с другими свойствами из Мраморного моря может привести к появлению областей, где холодный промежуточный слой хотя и отсутствует формально как слой между двумя изотермами 8° С, но выделяется как промежуточный слой более холодной (на $3-4^{\circ}$ С) воды по сравнению с верхним квазиоднородным слоем. В течение рассматриваемого периода перемешивание с вовлечением более теплых и пресных вод из верхнего квазиоднородного слоя на нижележащие уровни было более интенсивным в западной части моря. Предположительно это связано с неравномерным охлаждением моря в рассматриваемый период: поток тепла, направленный от поверхности моря в атмосферу, уменьшается от 200 Вт/м² в северо-западной части моря до 50 Вт/м² в юго-восточной.

Ключевые слова: мезомасштабное совместное моделирование, модель море – атмосфера *NOW*, холодный промежуточный слой, зимнее охлаждение, Черное море

© Яровая Д. А., Ефимов В. В., 2025

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2024-0014 «Фундаментальные исследования процессов взаимодействия в системе океан – атмосфера, формирующих изменчивость физического состояния морской среды на различных пространственно-временных масштабах».

Для цитирования: *Яровая Д. А., Ефимов В. В.* Численное моделирование зимнего выхолаживания Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 1. С. 5–19. EDN DQGQSI.

Original article

Numerical Modeling of Winter Cooling in the Black Sea

D. A. Iarovaia [⊠], V. V. Efimov

Abstract

Purpose. The work is aimed at studying the changes in thermal structure of the Black Sea upper layer during seasonal winter cooling in 2009–2010.

Methods and Results. The NEMO-OASIS-WRF (NOW) coupled sea-atmosphere mesoscale model with the 2 km horizontal resolution is used. The changes in the sea upper layer during the 01.12.2009– 28.02.2010 period are reproduced, and the temporal variability of water temperature at different depths is considered. For a characteristic point in the deep-sea part, it has been shown that the upper mixed layer thickness increased with time, whereas the cold intermediate layer upper boundary lowered as a result of the entrainment of colder water from below to the upper warmer mixed layer. It is also indicated that lowering of the cold intermediate layer upper boundary is accompanied by an increase of its temperature. In order to describe the cold intermediate layer evolution during winter cooling, two criteria are proposed: minimum water temperature in the 0-120 m layer, and difference between this value and the sea surface temperature. Vertical temperature profiles at different stages of winter cooling are obtained, and the main changes in thermal structure of the sea upper layer are considered. It is particularly shown that in course of winter cooling, the cold but less salty water at the northwestern shelf does not mix with the open sea waters due to a large horizontal density gradient.

Conclusions. When describing the seasonal winter changes in the upper mixed layer, it is necessary to take into account not only heat transfer to the atmosphere through its upper boundary, but also the vertical turbulent exchange through its lower boundary. The heat accumulated during summer in the upper mixed layer is transferred not only to the atmosphere; its small part also goes to the lower levels, which leads to an increase of the cold intermediate layer temperature. The influence of boundary conditions, namely the inflow of waters with different features from the Marmara Sea, can result in the formation of areas where the cold intermediate layer, though formally absent as a layer between two 8°C isotherms, exists as an intermediate layer of colder (by $3-4^{\circ}$ C) water as compared to the upper mixed layer. During the 2009–2010 winter, vertical mixing including the transfer of warmer and less salty waters from the upper mixed layer to the lower ones was most intensive in the western part of the sea surface to the atmosphere decreases from 200 W/m² in the northwestern part of the sea up to 50 W/m² in its southeastern part.

Keywords: mesoscale coupled modeling, NOW sea-atmosphere model, cold intermediate layer, winter cooling, Black Sea

Acknowledgements: The study was carried out within the framework of theme of state assignment of FSBSI FIC MHI FNNN-2024-0014 "Fundamental studies of interaction processes in the ocean-atmosphere system determining variability of physical state of marine environment at various spatiotemporal scales".

For citation: Iarovaia, D.A. and Efimov, V.V., 2025. Numerical Modeling of Winter Cooling in the Black Sea. *Physical Oceanography*, 32 (1), pp. 3-16.

Введение

Важной особенностью вертикальной структуры верхнего слоя северных морей является наличие слоя пониженной температуры, который возникает в результате сезонного зимнего выхолаживания с поверхности моря. Этот слой ограничивается снизу устойчивым слоем повышенной солености – галоклином и перекрывается в летний период теплым верхним квазиоднородным слоем (ВКС) и сезонным термоклином. Холодный промежуточный слой (ХПС) характерен для северных морей и районов с достаточно низкими значениями зимней температуры. К ним относятся районы Северной Атлантики, в частности Балтийское море. Черное море также является таким бассейном.

В основе развития ХПС лежит термическая структура верхнего слоя моря, которая сформировалась на заключительном этапе сезонного осенне-зимнего выхолаживания. По завершении сезонного выхолаживания холодный слой может занимать уже всю верхнюю часть моря до поверхности, и в этом случае он уже не является промежуточным. Последующее развитие этой холодной области с началом сезонного нагрева и в дальнейшем становление ее как промежуточного слоя, располагающегося под летним сезонным термоклином, зависит от ряда факторов, таких как скорости диссипации и адвективных процессов в самом слое. Согласно данным обработки результатов буйковых измерений в море, время жизни изолированного ХПС может доходить до двух-трех лет [1].

Основной причиной обновления ХПС является неравномерное сезонное охлаждение верхнего слоя Черного моря в осенне-зимний период. Как известно, в глубоководной части моря наиболее сильное охлаждение ВКС происходит в центральных частях западного и восточного циклонических круговоротов, в мелководной части – на северо-западном шельфе (СЗШ)¹ [2, 3]. Впоследствии эти более холодные воды распространяются на остальную часть моря: опускаются вдоль основного пикноклина к перифериям водоворотов, а также переносятся вдольбереговым Основным Черноморским течением (ОЧТ) и связанными с ним прибрежными мезомасштабными вихрями [4–6]. Помимо длительного и постепенного сезонного охлаждения на Черном море также случаются короткие периоды интенсивного охлаждения ВКС во время вторжений холодного воздуха (в западной части моря) [7, 8] и новороссийской боры (в восточной части) [9].

Холодный промежуточный слой в Черном море – достаточно изменчивое во времени явление, для которого характерна межгодовая изменчивость. Исследования межгодовой изменчивости ХПС проводились неоднократно как по данным наблюдений [10, 11], так и при помощи численных моделей [12]. В частности, было обнаружено, что в некоторые годы наблюдаются и периоды отсутствия ХПС. В последнее десятилетие эта тенденция значительного ослабления и даже исчезновения ХПС обсуждается в литературе и иногда связывается с глобальным изменением климата в сторону потепления [13–15].

¹ *Филлипов Д. М.* Циркуляция и структура вод Черного моря. Москва : Наука, 1968. 136 с. МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 1 2025 7

Типичным примером временной изменчивости ХПС является период 2009–2010 гг.² Ниже на указанном примере будет рассмотрен процесс затухания ХПС в ходе зимнего выхолаживания в конце 2009 – начале 2010 г., который был численно воспроизведен в совместной модели атмосфера – море с высоким пространственным разрешением. В предыдущей нашей работе [7] на более коротком временном интервале в 5 дней были проведены численные эксперименты по определению чувствительности к отдельным физическим механизмам формирования глубокого проникающего охлаждения.

Краткое описание численного моделирования

Выбор параметров совместной мезомасштабной модели NEMO-OASIS-WRF (NOW) [16], состоящей из атмосферной модели WRF и морской модели NEMO, более детально описан в наших предыдущих работах (см., напр., [7]). Пространственное разрешение при моделировании составляло 2 км. В атмосферной модели использовалось 37 вертикальных уровней, в морской – 75, из которых 38 располагались в верхнем 100-метровом слое. Для параметризации планетарного пограничного слоя в WRF использовалась схема Yonsei University scheme. Для параметризации вертикального турбулентного перемешивания в NEMO применялась схема Generic Length Scale. Результаты моделирования выводились с шагом 1 ч. Начальные условия для морской модели, а также рельеф дна были взяты из глобального реанализа Copernicus с разрешением 1/12°, а начальные и граничные условия для атмосферной модели – из реанализа ERA5. Расчет был начат 1 декабря 2009 г. и продолжался до 28 февраля 2010 г. При этом в атмосферной модели использовалось спектральное «притягивание» - метод, при котором атмосферные поля во время моделирования каждые 6 ч корректируются (подтягиваются к крупномасштабным полям реанализа).

Вертикальная структура верхнего слоя моря

На рис. 1 показан временной ход температуры поверхности моря (ТПМ) и температуры на глубинах 60 и 80 м, а также скорости приводного ветра и суммарного (явный + скрытый + коротковолновый + длинноволновый) потока тепла от поверхности. Видно (рис. 1, c), что в течение первых двух месяцев сезонного зимнего охлаждения поверхностная температура почти монотонно уменьшалась от 14°C до минимального значения ~ 8°C. На графиках температуры также видны инерционные колебания с периодом ~ 17 ч.

Важной особенностью, нарушающей среднюю скорость охлаждения верхнего слоя, являются два эпизода резкого увеличения скорости понижения ТПМ: 12–16 декабря 2009 г. и особенно 22–27 января 2010 г. (выделены на рис. 1, *с* черными кружочками). Хорошо видно, что они сопровождаются резким повышением скорости приводного ветра и увеличением потока тепла от поверхности моря в атмосферу (рис. 1, *a*, *b*). Последний отмеченный эпизод,

² Яровая Д. А., Ефимов В. В. Численное моделирование зимнего выхолаживания Черного моря // Моря России: современные методы исследований и их практические применения : тезисы докладов VIII Всероссийской научной конференции, Севастополь, 23-27 сентября 2024 г. Севастополь, 2024. С. 224.

определенный как случай холодного вторжения воздуха в атмосферу Черноморского региона, был рассмотрен ранее [7].

Из рис. 1, *с* также видно, что в декабре и январе изменения ТПМ (график *sst*) никак не отражаются на температуре ХПС (графики t_{60} и t_{80}). Начиная с февраля ТПМ опускается ниже 8°С и колебания температуры на трех уровнях происходят примерно в одинаковой фазе. Это говорит о том, что вертикальным перемешиванием в феврале охвачен весь верхний слой до глубины 80 м.



Р и с. 1. Временные изменения в точке 32° в. д., $43,5^{\circ}$ с. ш. за период 01.12.2009-28.02.2010 г.: *а* – скорости ветра на высоте 10 м; *b* – суммарного потока тепла; *с* – температуры воды на поверхности и на глубинах 60 и 80 м (черными кружками выделены два случая скачкообразного понижения температуры поверхности моря)

F i g. 1. Temporal changes of wind speed at the 10 m height (*a*), total heat flux (*b*) and water temperature at the surface and at depths 60 and 80 m (*c*) at point 32° E, 43.5° N for the period 01.12.2009-28.02.2010 (two cases of sharp drops in sea surface temperature are highlighted by black circles)

На рис. 2 показано изменение вертикальной структуры поля температуры в ходе рассмотренного периода зимнего охлаждения. Хорошо выражен верхний квазиоднородный слой, температура которого со временем понижается до 8°С, а глубина увеличивается от первоначального значения 35 м до > 50 м. Вторая характерная особенность трансформации ХПС заключается в уменьшении его толщины вплоть до исчезновения как промежуточного холодного слоя. При этом видно, что уменьшение толщины ХПС происходит вследствие опускания верхней границы этого слоя.

Более наглядно характер изменения параметров верхнего слоя в ходе сезонного выхолаживания показывают вертикальные профили температуры, градиента солености dS/dz и частоты плавучести N, приведенные на рис. 3 для той же точки, что и на рис. 2. Профили показаны для трех последовательных моментов времени: 3 декабря 2009 г. (начало расчета), 20 января 2010 г. (середина, непосредственно до начала последнего эпизода холодного вторжения) и 28 февраля 2010 г. (конец расчета). Хорошо видна указанная выше особенность трансформации ХПС на заключительном этапе его исчезновения. Физическим механизмом этого явления, т. е. понижения его верхней границы, является вовлечение более холодной воды в верхний более теплый квазиоднородный слой. Отметим, что сам механизм вовлечения на нижней границе ВКС на начальном этапе осеннего заглубления хорошо известен и был предметом многих исследований [17].



Р и с. 2. Изменение вертикальных профилей температуры в точке 32° в. д., 43,5° с. ш. за период 01.12.2009–28.02.2010 г. Поле температуры сглажено по времени с использованием скользящего среднего по 17 точкам

 $\hat{\mathbf{F}}$ i g. 2. Change in vertical temperature profiles at point 32° E, 43.5° N for the period 01.12.2009–28.02.2010. The temperature field is smoothed in time using a sliding average of 17 points

Опускание верхней границы ХПС в декабре и январе сопровождается усилением галоклина (рис. 3, *b*). В отличие от температуры соленость вод изменяется главным образом за счет адвекции и вертикального перемешивания, влияние испарения с поверхности моря мало: за три расчетных месяца суммарное изменение солености на поверхности моря в рассматриваемой точке составило < 2% (для сравнения – изменение ТПМ составляло $\approx 40\%$). Видно, что уже после первого месяца расчета температура воды в рассматриваемой точке слабо меняется с глубиной (рис. 3, *a*) и устойчивая стратификация в слое





Рис. 3. Профили температуры (*a*), вертикального градиента солености (*b*) и частоты плавучести (*c*) в точке 32° в. д., 43,5° с. ш. в декабре (черная кривая) 2009 г., январе (красная) и феврале (синяя) 2010 г.

F i g. 3. Profiles of temperature (*a*), vertical salinity gradient (*b*) and buoyancy frequency (*c*) at point 32° E, 43.5° N in December (black curve) 2009, January (red curve) and February (blue curve) 2010

Графики частоты плавучести хорошо описывают исчезновение ХПС: по мере выравнивания температуры по глубине частота плавучести уменьшается (рис. 3, c). Максимум N приходится на нижнюю границу ВКС и по мере за-глубления этого слоя также смещается вниз.

Как видно из рис. 2, 3, опускание верхней границы ХПС также сопровождается повышением его температуры: в течение двух месяцев минимальная температура в ХПС в рассматриваемой точке повышается от 7 до 8°С. Таким образом, во время сезонного охлаждения ВКС не все накопленное за лето тепло уходит в атмосферу: часть, хотя и небольшая, передается на нижележащие уровни, приводя к уменьшению холодозапаса ХПС и его исчезновению как промежуточного по глубине слоя.

Пространственная структура ХПС

Описание пространственного распределения ХПС в Черном море в отличие от отдельных параметров морской среды, таких как температура или соленость, достаточно условно вследствие неопределенности и изменчивости МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 1 2025 11 определяющих его параметров. Традиционно ХПС в Черном море определяется как слой в границах изотерм 8°С, но в последнее время используются также критерии 8,35 и 8,7°С [18]. Средняя глубина залегания ХПС в Черном море составляет 60 м, однако в пограничных областях она может опускаться до 100–120 м. Поэтому, чтобы наглядно показать, как изменялось пространственное распределение ХПС в Черном море, используем не формальные критерии, а непосредственно поля температуры воды на разных глубинах.

На рис. 4, *a*, *c*, *e* для трех моментов времени показано пространственное распределение минимальной температуры воды (t_{\min}) в верхнем слое толщиной 120 м, т. е., по сути, температура ядра ХПС. Стрелками обозначены течения на глубине 20 м. На рис. 4, *b*, *d*, *f* для тех же моментов времени показана разница (Δt) между t_{\min} и температурой поверхности моря, что позволяет определить перепад температуры между ВКС и ядром ХПС. Эта величина может иметь важное значение при рассмотрении ХПС как одного из факторов экранирования тепло- и массообмена между ВКС и галоклином.

Как видно из рис. 4, a, b, в начале интенсивного зимнего похолодания в мелководной части моря севернее 44,5° с. ш., а также вдоль западного и югозападного побережья температура воды во всем слое до дна была выше 11-12°С. В области глубин < 30 м слой хорошо перемешан по вертикали, перепад температур $|\Delta t| < 0,1$ °C. В глубоководной части моря хорошо выражен ХПС: температура его ядра составляет 7–8°С, а Δt изменяется в диапазоне от -8 до -4° С. Исключением является область повышенных значений t_{\min} в югозападной части моря. Там температура от поверхности до глубины 120 м выше 9-10°С, т. е. формально ХПС отсутствует. Причиной этому являются глубинные положительные аномалии в полях температуры и солености, которые возникли вследствие притока более теплых и соленых вод из Мраморного моря. Отметим, что эти аномалии присутствуют в начальных условиях для морской модели NEMO, т. е. в данных Copernicus. На основании рис. 4, a, b можно сделать вывод, что отсутствие ХПС по формальному признаку как слоя между изотермами 8°С не всегда означает отсутствие перепада температуры с глубиной. В области повышенных значений *t*_{min} перепад температуры между ядром промежуточного слоя и ВКС может достигать 4°С.

Поле приповерхностных течений, воспроизведенное в модели, содержит известные особенности циркуляции Черного моря. В частности, на рис. 4, *а* выделяются прибрежные антициклонические вихри в области ОЧТ, такие как Севастопольский, Калиакрский и Босфорский круговороты с центрами (32,5° в. д., 44,5° с. ш.), (29,2° в. д., 43,7° с. ш.) и (28,5° в. д., 42,5° с. ш.), а также характерный для зимы циклонический круговорот в юго-восточном углу моря (41° в. д., 42° с. ш.).

На рис. 4, *c*, *d* показаны те же поля, что и на рис. 4, *a*, *b*, но позднее, через полтора месяца после начала расчетного периода. Как видно, в северной части моря еще сохраняется четкая граница между более теплыми и менее солеными водами СЗШ и прибрежной области и более плотными водами открытого моря. Температура воды в мелководной части еще относительно велика, > 9°С. И только севернее 44,5° с. ш., в области глубин < 30 м, наблюдаются холодные воды с температурой 6–7°С. В глубоководной части моря значение $|\Delta t|$ меньше, чем в начале расчета, и составляет в основном 2–4°С.



Рис. 4. Минимальная температура воды, t_{min}, в слое 0–120 м (слева) и разность t_{min}-ТПМ (справа). Векторами показана скорость течения на глубине 20 м F ig. 4. Minimum water temperature, *t*_{min}, in the 0–120 m layer (left) and difference *t*_{min}–SST (right). Vectors show current velocity at the 20 m depth

Рис. 4, *с*, *е* хорошо показывает, как повлияли течения на пространственное распределение температуры воды. Под влиянием ОЧТ глубинная аномалия теплых соленых вод из юго-западной части сместилась вдоль побережья в центральную, а затем в юго-восточную часть моря. Эта аномалия была немного захвачена западным циклоническим круговоротом (ЗЦК), в результате чего в юго-западной части моря наблюдаются небольшие положительные аномалии t_{\min} даже после того, как основная аномалия сместилась на восток.

Рис. 4, b, d, f иллюстрирует, как происходит исчезновение ХПС в глубоководной части моря в результате зимнего выхолаживания и вертикального перемешивания. Как видно из рис. 4, f, через два месяца после начала расчета вдоль северной ветви ОЧТ, в керченском циклоническом круговороте (36° в. д., 44,5° с. ш.), а также на периферии ЗЦК $|\Delta t|$ не превышает 0,1°С. Здесь произошло выравнивание по глубине температуры в верхнем 120-метровом слое и, соответственно, ХПС исчез. После двух месяцев зимнего охлаждения ХПС лучше всего сохранился в юго-восточной части моря, где перепад температур составляет –4 ... –2°С в отличие от западной части, где Δt по модулю не превышает 2°С.

Рассмотрим, как изменялась вертикальная структура поля температуры во всем море во время сезонного охлаждения. На рис. 5 и 6 для трех моментов времени показаны поля температуры на вертикальных разрезах, проведенных по 43,5° с. ш. и 31,5° в. д.

Как видно из рис. 5, в восточной части моря, за исключением области вблизи Кавказского побережья, верхняя граница ХПС располагается немного выше, чем в западной, разница в глубине залегания достигает 10 м. Рис. 5, *a*, *b* демонстрирует опускание верхней границы ХПС в процессе сезонного выхолаживания за счет увеличения толщины ВКС: в области западнее 31° в. д. толщина ВКС за почти полтора месяца увеличилась на 10 м (рис. 5, *b*). В восточной части опускание верхней границы ХПС незаметно, так как здесь произоной части опускание верхней границы ХПС незаметно, так как здесь произоной части опускание верхней границы ХПС незаметно, так как здесь произоной части опускание верхней границы ХПС незаметно, так как здесь произоной части опускание верхней границы ХПС незаметно, так как здесь произоной части опускание верхней границы ХПС незаметно, так как здесь произоной части опускание верхней границы ХПС незаметно, так как здесь произоной части опускание верхней границы ХПС незаметно, так как здесь произоной части опускание верхней границы ХПС незаметно, так как здесь произоной части опускание верхней границы ХПС незаметно, так как здесь произоной части опускание верхней границы ХПС незаметно, так как здесь произоной части опускание верхней границы ХПС незаметно, так как здесь произониели подъем ядра этого слоя в среднем на 8-9 м.

Через два месяца после начала расчета ХПС сохранился в основном только в восточной части моря, где глубина его залегания составляет 40–50 м в области $35-38^{\circ}$ в. д. и 80-90 м вблизи Кавказского побережья (рис. 5, *c*). Отметим, что к концу расчета в отдельных областях на глубинах 60 м возникает уже теплый промежуточный слой, т. е. слой воды с более высокой (> на 0,5–1°C) температурой по сравнению с ТПМ. Это объясняется усилением основного галоклина в процессе сезонного охлаждения и связанного с ним вертикального перемешивания.

На основании рис. 4, 5 можно предположить, что перемешивание с вовлечением более теплых и пресных вод из ВКС на нижележащие уровни было наиболее интенсивным в западной части моря. Это может быть связано с неравномерным охлаждением моря в рассматриваемый период. Не приводя иллюстраций, укажем, что поток тепла, направленный от поверхности моря в атмосферу, уменьшается от 200 Вт/м² в северо-западной части моря до 50 Вт/м² в юго-восточной. Это, в свою очередь, обусловлено неоднородным распределением приводной скорости ветра и температуры воздуха: в северо-западной 14 МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 1 2025 части эти величины, средние по времени, составляли ~ 10 м/с и 0°С, в юговосточной ~ 5 м/с и 10°С.



Р и с. 5. Температура воды на вертикальном разрезе, проведенном по 43,5° с. ш., для тех же сроков, что на рис. 4. Черным цветом закрашена суша

F i g. 5. Water temperature on a vertical section along 43.5° N for the same periods as in Fig. 4. Land is shaded in black

Поток тепла от поверхности (Q) – один из двух главных факторов изменения ТПМ наряду с вертикальным перемешиванием [7]. Изменение температуры ВКС можно рассчитать суммированием по времени величин $\frac{3600}{C_p \rho} \frac{Q_i}{h_i}$,

где C_p и р – теплоемкость и плотность морской воды; h_i – толщина перемешанного слоя в *i*-й момент времени (определяется в модели как глубина уровня, ниже которого коэффициенты турбулентного обмена незначительны); Q_i – поток тепла в *i*-й момент времени; 3600 с – шаг по времени, с которым выводились результаты моделирования. Для разреза на рис. 5, *c* понижение температуры за два месяца составляет ~ 4,5–5°C в западной и 3,5–4°C в восточной глубоководной части моря.

Покажем, как изменялась со временем вертикальная структура полей температуры и плотности в районе СЗШ на меридиональном разрезе, проведенном по 31,5° в. д. (рис. 6). В начале расчета южнее 42,5° с. ш. хорошо выделяется

показанная на рис. 4, *a* область вод с повышенной температурой. Средняя глубина залегания ХПС на разрезе составляет 60 м, температура его ядра меняется от 7–7,5°С в северной части разреза до 9–10°С в южной. Перепад температур между ХПС и ВКС даже в южной части существенен и составляет 3–4°С (рис. 6, *a*).





Fig. 6. Water temperature on a vertical section along 31.5° E. Land is shaded in black

По мере развития сезонного охлаждения в прибрежной области, в районе свала глубин, возникает и усиливается прогиб основного пикноклина, что особенно хорошо видно на рис. 6, *c*. После завершения зимнего выхолаживания в этой прибрежной области (44,5–44,7° с. ш.) наблюдается относительно теплая вода, температура которой на 1°С выше, чем в окружающей среде. Скорость восточного течения в указанной области также достигает больших значений, до 0,6 м/с (не показано). По-видимому, повышенные значения температуры в районе свала глубин поддерживаются ОЧТ, которое переносит теплую воду (рис. 4, *e*). При этом холодная вода СЗШ не смешивается с водами открытого моря из-за наличия большого горизонтального градиента плотности (рис. 6, *c*).

Отметим, что рассмотренный пример и особенности развития XПС относятся к периоду, когда интенсивность зимнего выхолаживания была достаточно высокой и глубокое проникающее охлаждение захватило область XПС. В более теплый зимний сезон развитие XПС в следующем году происходит на фоне сохранившегося под ним холодного слоя.

Заключение

В работе на примере зимы 2009–2010 гг. рассмотрена эволюция ХПС в процессе сезонного выхолаживания. Было показано, что при описании зимнего изменения ВКС нужно учитывать не только теплоотдачу в атмосферу через верхнюю границу, но и вертикальный турбулентный обмен через нижнюю границу. Этот процесс приводит к постепенному увеличению температуры ХПС и уменьшению его толщины за счет опускания верхней границы.

Во время зимнего охлаждения в результате вовлечения более холодных и соленых вод в ВКС происходит усиление галоклина на глубинах 40-60 м. Это обеспечивает сохранение больших значений частоты плавучести в верхнем слое, несмотря на почти полное исчезновение вертикального градиента температуры.

Показано, что влияние граничных условий в виде притока вод с другими свойствами из Мраморного моря может существенно изменить пространственное распределение ХПС. В области повышенных температур ХПС хотя и отсутствует формально как слой между двумя изотермами 8°С, но проявляется как промежуточный слой более холодной (> на 3–4°С) воды по сравнению с ВКС. Холодный промежуточный слой в этот период (за небольшими исключениями) занимает бо́льшую часть моря.

В западной части моря имело место более интенсивное перемешивание, чем в восточной: после двух месяцев зимнего охлаждения ХПС сохранился в основном только в юго-восточной части. По-видимому, это связано с неравномерным охлаждением моря в рассматриваемый период: поток тепла, направленный от поверхности моря в атмосферу, составлял ~ 200 Вт/м² в северо-западной части моря и ~ 50 Вт/м² в юго-восточной.

На построенных зональных разрезах температуры видно, что в западной части моря сезонное охлаждение привело к увеличению толщины ВКС. В восточной части увеличение толщины ВКС сопровождалось интенсивным подъемом основного ядра ХПС в связи с активизацией зимней циркуляции в Черном море.

На приведенных меридиональных разрезах температуры, плотности и скорости течения можно видеть, что в рассматриваемом случае вертикальное распределение температуры в северо-западной части моря, в районе свала глубин, определялось главным образом теплым Основным Черноморским течением.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

 Akpinar A., Fach B. A., Oguz T. Observing the subsurface thermal signature of the Black Sea cold intermediate layer with Argo profiling floats // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2017. Vol. 124. P. 140–152. https://doi.org/ 10.1016/j.dsr.2017.04.002

- Ivanov L. I., Beşiktepe Ş., Özsoy E. The Black Sea Cold Intermediate Layer // Sensitivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea / Eds. E. Özsoy, A. Mikaelyan. Dordrecht : Springer, 1997. P. 253–264. (NATO ASI Series ; vol. 27). https://doi.org/10.1007/978-94-011-5758-2_20
- 3. *Овчинников И. М., Попов Ю. И.* Формирование холодного промежуточного слоя в Черном море // Океанология. 1987. Т. 27, № 5. С. 739–746.
- Control of Black Sea intermediate water mass formation by dynamics and topography: Comparison of numerical simulations, surveys and satellite data / E. V. Stanev [et al.] // Journal of Marine Research. 2003. Vol. 61, iss. 1. P. 59–99. https://doi.org/10.1357/002224003321586417
- Staneva J. V., Stanev E. V. Cold Intermediate Water formation in the Black Sea. Analysis on Numerical Model Simulations // Sensitivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea / Eds. E. Özsoy, A. Mikaelyan. Dordrecht : Springer, 1997. P. 375–393. (NATO ASI Series ; vol. 27). https://doi.org/10.1007/978-94-011-5758-2 29
- Коротаев Г. К., Кныш В. В., Кубряков А. И. Исследование процессов формирования холодного промежуточного слоя по результатам реанализа гидрофизических полей Черного моря за 1971–1993 гг. // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50, № 1. С. 41–56. EDN RTOUVN. https:/doi.org/10.7868/S0002351513060102
- 7. *Ефимов В. В., Яровая Д. А.* Численное моделирование реакции Черного моря на вторжение аномально холодного воздуха 23–25 января 2010 года // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 1. С. 130–145. EDN GAKMLD.
- 8. Ефимов В. В., Яровая Д. А. Численное моделирование конвекции в атмосфере при вторжении холодного воздуха над Черным морем // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50, № 6. С. 692–703. EDN SYYYLX. https://doi.org/10.7868/S0002351514060078
- 9. Ефимов В. В., Комаровская О. И., Баянкина Т. М. Временные характеристики и синоптические условия образования экстремальной новороссийской боры // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 5. С. 409–422. EDN XAHKNF. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2019-5-409-422
- 10. *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.
- Дорофеев В. Л., Сухих Л. И. Изучение долговременной изменчивости динамики Чёрного моря на основе ассимиляции дистанционных измерений в модели циркуляции // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53, № 2. C. 254–264. EDN YRWQMX. https://doi.org/ 10.7868/S000235151702002X
- Black Sea thermohaline properties: Long-term trends and variations / S. Miladinova [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2017. Vol. 122, iss. 7. P. 5624–5644. https://doi.org/10.1002/2016JC012644
- 13. Демышев С. Г., Коротаев Г. К., Кныш В. В. Эволюция холодного промежуточного слоя Черного моря по результатам ассимиляции климатических данных в модели // Морской гидрофизический журнал. 2002. № 4. С. 3–19. EDN YWOJVR.
- Formation and changes of the Black Sea cold intermediate layer / S. Miladinova [et al.] // Progress in Oceanography. 2018. Vol. 167. P. 11–23. https://doi.org/10.1016/j.pocean.2018.07.002
- 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
- The NOW regional coupled model: Application to the tropical Indian Ocean climate and tropical cyclone activity / G. Samson [et al.] // Journal of Advances in Modeling Earth Systems. 2014. Vol. 6, iss. 3. P. 700–722. https://doi.org/10.1002/2014MS000324

- Kraus E. B., Turner J. S. A one-dimensional model of the seasonal thermocline II. The general theory and its consequences // Tellus. 1967. Vol. 19, iss. 1. P. 98–106. https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1967.tb01462.x
- 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. https://doi.org/10.22449/2413-5577-2020-2-5-16

Об авторах:

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

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

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА

Научная статья

УДК 551.435.32:551.466.31 EDN: BOTHLG

Шторм в стадии затухания как фактор сезонных деформаций песчаного берегового профиля

Д. В. Корзинин

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

Поступила в редакцию 31.07.2024; одобрена после рецензирования 26.08.2024; принята к публикации 20.11.2024.

Аннотация

Цель. Рассмотрены особенности штормов в стадии затухания как фактор восстановления берегового профиля после штормового размыва и возможная причина сезонных деформаций.

Методы и результаты. Сезонная морфодинамика аккумулятивных участков берега исследовалась в районах Балтийской косы (Юго-Восточная Балтика) на основе данных мониторинговых измерений берегового профиля Институтом океанологии им. П. П. Ширшова РАН с мая 2019 г. по март 2022 г. и Октябрьской косы (Западная Камчатка) с использованием данных измерений, проведенных в 2010–2011 гг. Введены два показателя, описывающие структуру шторма: отношение продолжительности стадии затухания к общей продолжительности шторма R_t ; отношение медианного значения высоты волны шторма в стадии затухания к максимальному значению высоты волны шторма R_{H_s} . На основе многолетних данных реанализа волнения *ERA5* выполнен статистический анализ изменения показателей R_t и R_{H_s} в течение года. Выявлено, что показатель R_t не имеет тенденции к изменениям в масштабе сезонов. Когда показатель R_{H_s} близок к единице и мало меняется в течение года, береговой профиль не испытывает сезонных изменений. Если R_{H_s} изменяется в течение года, заметно снижаясь в период более интенсивных волнений, то берег испытывает сезонные изменения.

Выводы. Изменение интенсивности волнения в течение года не всегда приводит к изменению среднего положения берегового профиля. Ключевым фактором могут являться сезонные тенденции изменения волновых параметров внутри штормового цикла. Предложенный показатель R_{H_c} можно рассматривать как критерий типа поведения песчаного берега в масштабе сезонов.

Ключевые слова: песчаный берег, береговой профиль, волновой режим, подводный вал, морфодинамика, сезонные деформации, стадии шторма

Благодарности: исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РНФ 24-27-00238. Автор выражает признательность участвовавшим в полевых работах на Балтийской косе М. Н. Штремель, П. М. Беловой, А. Казакову и на Западной Камчатке в пос. Октябрьский – С. Л. Горину, Е. А. Кравчуновской, И. И. Тембрелу, благодаря которым получены ценные данные о морфодинамике берегового профиля.

Для цитирования: *Корзинин Д. В.* Шторм в стадии затухания как фактор сезонных деформаций песчаного берегового профиля // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 1. С. 20–35. EDN BOTHLG.

A Storm in the Attenuation Stage as a Factor in Seasonal Deformations of a Sandy Coastal Profile

D. V. Korzinin

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia korzinin@ocean.ru

Abstract

Purpose. The purpose of the study is to consider both features of storms in the attenuation stage as a factor in the coastal profile restoration after storm erosion and a potential cause of seasonal deformations.

Methods and Results. Seasonal morphodynamics of accumulative coastal areas was studied in the regions both of the Vistula Spit (South-Eastern Baltic) based on the monitoring measurements of coastal profile performed by the employees of the Shirshov Institute of Oceanology, RAS, from May 2019 to March 2022 and the Oktyabrskaya Spit (western Kamchatka) using the measurement data taken in 2010–2011. Two indices describing the storm structure are used: the ratio of the attenuation stage duration to the total storm duration R_t and the ratio of the median value of storm wave height during the attenuation stage to the peak wave height of the storm event R_{Hs} . The variations in R_t and R_{Hs} during a year are statistically analyzed based on the ERA5 long-term wave reanalysis data. It is found that the R_t index does not tend to change on a seasonal scale. When the R_{Hs} index is close to one and changes slightly during a year, the coastal profile does not experience seasonal changes. If R_{Hs} changes in course of a year decreasing significantly during the period of more intense waves, the coast experiences seasonal changes.

Conclusions. The variations in wave intensity during a year do not always result in the change of average position of the coastal profile. The key factor may consist in the seasonal trends in wave parameter changes within a storm cycle. The proposed index R_{Hs} can be regarded as a criterion for the behavior type of sandy coasts on a seasonal scale.

Keywords: sandy coast, coastal profile, wave regime, underwater bar, morphodynamics, seasonal deformations, stages of storm

Acknowledgements: The research was supported by the Russian Science Foundation (RSF, grant 24-27-00238). The author is grateful to M. N. Shtremel, P. M. Belova and A. Kazakov who participated in the field work on the Vistula Spit, and to S. L. Gorin, E. A. Kravchunovskaya and I. I. Tembrel who took part in the field work in the settlement of Oktyabrsky in the western Kamchatka and thanks to whom the valuable data on the coastal profile morphodynamics were obtained.

For citation: Korzinin, D.V., 2025. A Storm in the Attenuation Stage as a Factor in Seasonal Deformations of a Sandy Coastal Profile. *Physical Oceanography*, 32(1), pp. 17-31.

Введение и теоретические предпосылки исследования

Согласно существующим представлениям, сезонные деформации берегового аккумулятивного профиля характеризуются выносом песчаных осадков на глубину с обособлением подводного вала в штормовой сезон и примыканием аккумулятивной террасы к берегу в сезон умеренных волнений (рис. 1). Считается, что данный тип морфодинамики песчаного берега наблюдается после смены интенсивности волнения между сезонами или связан с серией штормовых событий (см., например, [1–4]). В то же время существуют берега, которые характеризуются устойчивостью к флуктуациям волновой энергии в масштабах сезонов, но чувствительны к отдельным штормовым событиям или развиваются по пути однонаправленных изменений в течение не-

скольких лет [5, 6]. Несомненный интерес для береговой науки представляет исследование таких свойств отдельных штормов или их серий, которые могут определять характер деформаций берегового профиля в масштабе сезонов. Выявление данных свойств позволит прогнозировать тот или иной характер морфодинамики аккумулятивных песчаных берегов.



Р и с. 1. Сезонные различия песчаного профиля (Сан-Диего, Калифорния, США) (адаптировано из [1, р. 41]) **F i g. 1.** Seasonal differences in the sand profile (San Diego, California, USA) (adapted from [1, р. 41])

Впервые сезонный тип деформаций берегового песчаного профиля был описан Ф. Шепардом на примере берегов Калифорнии¹. В дальнейшем исследования на данном побережье позволили сформулировать основные теоретические положения, связанные с деформациями данного типа [1, 7]. Основное из этих положений заключается в том, что изменение волновой энергии в течение года вызывает смену режимов аккумуляции и размыва на береговом профиле. Представленный на рис. 1 так называемый зимний профиль, по сути, является профилем размыва, а летний профиль – это профиль акку-

Следует отметить, что волновые условия побережья Калифорнии, где впервые исследованы сезонные деформации песчаного берега, отличаются интенсивным волнением в штормовой сезон и достаточно продолжительным периодом воздействия пологих волн тихоокеанской зыби в умеренный сезон, что определяет соответствующие различия берегового профиля (см. рис. 1). В условиях с ограниченным разгоном волн, где в штормовой период преобладают короткие и крутые ветровые волны, а действие зыби выражено незначительно, предельные состояния профиля, характерные для разных сезонов, могут быть менее контрастными [8, 9].

муляции или профиль, восстановленный после размыва.

Как уже сказано, сезонные деформации связаны с флуктуациями интенсивности и крутизны волн в течение года. Автором данного исследования предлагается гипотеза о том, что возможной причиной сезонных ритмов

¹ Shepard F. P. Beach cycles in Southern California. Beach erosion board, 1950. 26 p. (Technical Memorandum; no. 20).

морфодинамики аккумулятивного берега является разный характер протекания штормовых событий в течение года.

Отдельный шторм можно описать как максимальными параметрами волн, так и динамикой изменения этих параметров за время полного штормового цикла – от интенсивного роста высот волн на начальной стадии до полного затухания в конце. Для описания этих изменений за полный штормовой цикл было предложено понятие «структура шторма»², которая характеризуется длительностью и энергией волнения трех основных стадий (фаз) шторма – развития, стабилизации и затухания. Если на стадии развития и стабилизации шторма происходит размыв берегового профиля (*erosive phase*), то на стадии затухания может происходить частичное или полное его восстановление (*recovery period*).

Наносы, вынесенные на глубину при волновом размыве берегового профиля на стадии развития и стабилизации шторма, могут быть перемещены в сторону берега на стадии затухания в результате волнового переноса, который возникает как следствие асимметрии волновых скоростей при нелинейной трансформации волн [10, 11]. Чем больше интенсивность максимальной фазы шторма, тем глубже перемещаются наносы при размыве. Если высоты волн шторма в стадии затухания сильно меньше предшествующего максимума, то в этом случае ослабевает и волновой перенос в сторону берега, так как уменьшается глубина воздействия волн на дно. Соответственно, если энергия волн шторма в стадии затухания ближе по своей величине к энергии волн шторма в пиковой фазе, то волновой перенос усиливается, что способствует большему возвращению наносов в сторону берега.

Эту закономерность можно объяснить также свойством профиля размыва. Профиль данного типа формируется в результате выноса наносов на глубину во время усиления и стабилизации шторма. Два предельных состояния песчаного профиля, т. е. профиль размыва и профиль аккумуляции, можно соотнести с диссипативным и отражающим состояниями берегового профиля в рамках концепции эволюции аккумулятивного берега, которую предложили австралийские исследователи Л. Райт и А. Шот [12]. Согласно этой концепции, диссипативный профиль является относительно устойчивым к размыву. При воздействии большего количества волновой энергии на профиль такого типа преобладает аккумуляция, т. е. восстановление профиля после размыва (см. выделенную прямоугольным контуром область на рис. 2). При меньшем количестве волновой энергии интенсивность аккумуляции снижается. Интенсивность волнения в данном подходе оценивается с помощью параметра Дина [13]:

$$\Omega = \frac{H_b}{w_s T_p},\tag{1}$$

где H_b – высота волн при обрушении; w_s – гидравлическая крупность; T_p – пиковый период волн.

Другими словами, если на стадии стабилизации волнения волновой режим можно охарактеризовать некоторым значением Ω_{eq} (рис. 2), а волновой

² Долотов Ю. С. Динамические обстановки прибрежно-морского рельефообразования и осадконакопления. Москва : Наука, 1989. 269 с.

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 1 2025

режим при затухании – значением Ω , то интенсивность аккумуляции на этой стадии будет определяться значением $\Delta \Omega$ [14]:



Р и с. 2. Концептуальная диаграмма, иллюстрирующая связь между типом берегового аккумулятивного профиля (условный параметр *S*), количеством волновой энергии (параметр Дина Ω) и относительной интенсивностью аккумуляции и размыва (пропорциональна длине стрелок). Голубым штриховым контуром выделены условия интенсивной аккумуляции при большей энергии волнения на диссипативном профиле (адаптировано из [12, р. 114])

F i g. 2. Conceptual diagram illustrating the relationship between the type of coastal accumulative profile (indicative parameter *S*), the amount of wave energy (the Dean parameter Ω) and the relative intensity of accumulation and erosion (proportional to the arrow lengths). Blue dashed contour highlights the conditions of intense accumulation at a higher wave energy on the dissipative profile (adapted from [12, p. 114])

При снижении интенсивности волнения на стадии затухания $\Delta \Omega < 0$, причем, согласно [14], чем больше разница между значениями Ω и Ω_{eq} , тем меньше интенсивность аккумулятивного процесса.

Таким образом, приведенные выше доводы показывают, что если волнение на стадии затухания ближе по своей интенсивности к волнению шторма в пиковой фазе, то это способствует восстановлению берегового профиля после размыва.

Существующие в береговой науке показатели, описывающие структуру штормового события, опираются на такие характеристики, как волновая энергия и продолжительность тех или иных стадий. По результатам многолетних наблюдений на шести полигонах, расположенных на побережьях Балтийского и Черного морей, был предложен коэффициент структуры шторма ³

$$r = \frac{E_A + E_S}{E_R},\tag{2}$$

где E_A , E_S , E_R – суммарная энергия волнения на стадии развития, стабилизации и затухания соответственно, выраженная в процентах от общей энергии

³ Юркевич М. Г. Кратковременные деформации рельефа подводного склона верхней зоны шельфа // Литодинамика, литология и геоморфология шельфа. Москва : Наука, 1976. С. 257–266. 24 МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 1 2025

шторма. Показано, что положительные деформации наблюдаются при r < 0,7, а отрицательные при r > 1,2.

Отношение времени действия максимальной фазы шторма и стадии затухания определяет так называемый штормовой коэффициент [15]:

$$R_S = \frac{T_a}{T_w},\tag{3}$$

где T_a – продолжительность фазы стабилизации шторма; T_w – продолжительность стадии затухания шторма. Чем ближе этот коэффициент к нулю, т. е. чем более значительную роль играет стадия затухания волнения, тем меньше итоговый размыв профиля. Данная закономерность основывается на наблюдениях за динамикой берегового профиля в экспериментальных волновых установках и в природных условиях.

Отношение продолжительности стадии затухания шторма к общей длительности штормового события лежит в основе концепции эффективной высоты волны H_e [16]. На основе этой концепции предложена аналитическая модель, описывающая деформации берегового профиля за полный штормовой цикл:

$$H_{e} = H_{\max} - (H_{\max} - H_{\min})(T_{w}/T_{\Sigma}),$$
(4)

где H_{max} – максимальная высота волны шторма; H_{min} – ее минимальная высота в конце шторма (может быть принята условно равной 1 м), а T_w и T_{Σ} – продолжительность стадии затухания и общая продолжительность шторма соответственно. В данной модели значение H_e определяет положение подводного вала после шторма.

Таким образом, приведенные выше теоретические обоснования и примеры из опубликованных источников показывают, что ключевыми параметрами структуры шторма являются продолжительность тех или иных стадий и соответствующее этим стадиям количество волновой энергии. В случае более длительного или более «энергичного» шторма в стадии затухания большее количество наносов будет перенесено в сторону берега к концу штормового события.

Цель настоящей работы – исследовать, как изменение характера штормовых событий на стадии затухания в течение года может сказываться на поведении песчаного берега.

Исходные данные и методы

Для достижения поставленной цели были выбраны два береговых участка – район Балтийской косы (Юго-Восточная Балтика) и район Октябрьской косы (п. Октябрьский, Западная Камчатка, восточная часть Охотского моря). Данные участки относятся к протяженным барьерным формам типа береговых песчаных баров.

Различия выбранных участков заключаются в том, что для берега Западной Камчатки в районе Октябрьской косы характерны приливы, максимальная величина которых достигает 3 м [17]. Другой особенностью этого берега является наличие льда на пляже с декабря по май включительно, т. е. изменения рельефа, характерные для песчаного берега и обусловленные волнами, можно проследить только с июня по ноябрь. Берега Юго-Восточной Балтики относятся к неприливным, а лед в береговой зоне устанавливается крайне редко и на период не более чем несколько дней.

Средний уклон берегового профиля от уреза до глубины 7,5 м на Балтийской косе составляет 0,014, а на Октябрьской косе – 0,008 (рис. 3). Береговой профиль на Балтийской косе осложнен хорошо выраженным подводным валом. Классификация береговых аккумулятивных профилей по типу преобладающей динамической обстановки на основе параметра Дина (Ω), согласно [12], позволяет отнести оба берега к диссипативному типу: $\overline{\Omega} = 5,13$ для Балтийской косы и $\overline{\Omega} = 6,41$ для Октябрьской косы. Для расчета значений Ω использовано выражение (1) и данные реанализа волнения *ERA5* за многолетний период, о чем более детально будет сказано в дальнейшем.



Р и с. 3. Береговые профили, характерные для участка Балтийской (*a*) и Октябрьской косы (*b*) **F i g. 3.** Coastal profiles typical for the regions of the Vistula (*a*) and Oktyabrskaya (*b*) spits

Для выбранных участков были получены данные о динамике берегового профиля в разные сезоны. На берегах Балтийского моря береговой профиль измерялся с мая 2019 г. по март 2022 г. в рамках мониторинговых работ Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН на Балтийской косе. На берегах Охотского моря измерения проводились в 2010–2011 гг. в рамках работ, проводимых с целью выработки рекомендаций по защите Октябрьской косы от штормового размыва [18]. На берегах Октябрьской косы повторные измерения осуществлялись только для надводной части берегового профиля.

Расчеты волновых условий основывались на данных реанализа волнения *ERA5* [19] Европейского центра среднесрочных прогнозов (*European Centre* for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) для расчетных точек, ближайших к районам полевых наблюдений – $54,5^{\circ}$ с. ш., 19° в. д. для Юго-Восточной Балтики и $52,5^{\circ}$ с. ш., 156° в. д. для Охотского моря (рис. 4). Точка *ERA5* для Юго-Восточной Балтики расположена на расстоянии 10 км от берега (глубина в точке, используемая при расчете в волновой модели реанализа *ERA5*, 54 м), а точка у побережья Западной Камчатки – на расстоянии 21 км от берега (соответствующая глубина 209 м). Частота исследуемых данных о волнении – каждые 3 часа. Для Балтийского моря данные реанализа волнения *ERA5* были верифицированы на основе измерения волновых параметров в береговой зоне с помощью буя *Spoondrift Spotter* [20]. Показано, что данные реанализа имеют вполне удовлетворительную сходимость с измеренными параметрами волнения.



Р и с. 4. Участки измерения берегового профиля: *слева* – в Балтийском; *справа* – Охотском море (участок берега, обозначенный черным прямоугольником, показан укрупненно на врезке). Точки выгрузки данных реанализа волнения обозначены кружком с надписью «*ERA5*» **F i g.** 4. Sites of coastal profile measurements: *on the left* – in the Baltic Sea; *on the right* – in the Sea of Okhotsk (coastline site marked with black rectangle is shown enlarged in the inset). Points of wave reanalysis data unloading are marked with the circles labeled "*ERA5*"

Высота волн в массивах данных реанализа *ERA5* характеризуется значительной высотой волны H_S (м). Значения H_S для отдельных штормовых событий из временны́х рядов волновых данных извлекались в программной среде *Matlab*. Штормовые события определялись по критерию превышения высотой волны значений 1 м и времени действия шторма не менее 12 ч. Не принимались в расчет события шторма, для которых не определяется стадия развития или затухания, т. е. максимум высоты волны приурочен к начальной или конечной временно́й точке шторма. В итоге для Юго-Восточной Балтики рассматривалось 1355 штормовых событий (1979–2020 гг., 42 года), а для Западной Камчатки – 1459 штормовых событий (1992–2021 гг., 30 лет).

Для расчета параметра Дина ($\Omega = H_b/w_s T_p$) высота волн при обрушении H_b рассчитывалась с помощью выражения [21]

$$\frac{H_b}{H_{\infty}} = 0,53 \left(\frac{H_{\infty}}{L_{\infty}}\right)^{-0,24},$$

где H_{∞} – высота волн на глубокой воде (здесь и далее в качестве значения H используется значительная высота волны H_S согласно данным реанализа *ERA5*); L_{∞} – длина волны на глубокой воде, определяемая отношением $L = gT^2/2\pi$ (в данном случае в качестве T используется средний период волн T_m согласно данным реанализа *ERA5*). Для расчета гидравлической крупности (w_s) использовалось выражение [22]

$$w_s = 0,155d_s - 0,0075,$$

где d_s – диаметр песчаных осадков. Для обоих береговых участков использовалось примерное значение медианного диаметра песчаных наносов на подводном береговом склоне, равное 0,25 мм, согласно работе ⁴ [23, 24]. Пиковый период волн (T_p) рассчитывался с помощью выражения [25]

$$T_p = 1,25T_m.$$

⁴ Новейшие отложения и палеография плейстоцена Западной Камчатки / [А. А. Свиточ, К. П. Кривулин, Н. А. Айбулатов и др. ; отв. ред. Б. И. Втюрин, А. А. Свиточ]. Москва : Наука, 1978. 122 с.

Согласно приведенным выше теоретическим предпосылкам исследования, ключевыми параметрами шторма в стадии затухания являются относительные характеристики ее продолжительности и интенсивности волнения. Для количественной оценки каждого штормового события в данной стадии были определены следующие характеристики:

- продолжительность штормового события (*T_{st}*, ч);
- продолжительность стадии затухания шторма (T_{At} , ч);
- максимальная высота волн шторма (*H_{St_max}*, м);

– медианное значение высоты волны шторма в стадии затухания $(H_{At \text{ med}}, M)$.

Медианное значение высоты волны шторма в стадии затухания для оценки волновой энергии (H_{At_med}) используется в связи с тем, что среднее значение очень чувствительно к выбросам. Выбросы в нашем случае – это кратковременный пик или минимум высоты волны, которые будут мало влиять на морфодинамику, так как переформирование берегового профиля связано с относительно длительным волновым воздействием, что показано в ходе экспериментальных исследований [21, 26].

Автором предложены два специальных показателя структуры шторма. Показатель R_t характеризует относительную продолжительность стадии затухания шторма:

$$R_t = \frac{T_{At}}{T_{St}}$$

Показатель *R_H* характеризует относительную величину волновой энергии шторма в стадии затухания:

$$R_H = \frac{H_{At_med}}{H_{St_max}}.$$

Чем ближе значение показателей R_t и R_H к единице, тем более высоким потенциалом для восстановления берегового профиля обладает шторм в фазе затухания. При разработке данных показателей использовались подходы к оценке структуры шторма, разработанные ранее (выражения (2)–(4)) [15, 16]. Статистический анализ этих показателей возможен благодаря использованию данных реанализа волнения за многолетний период. Натурные данные о сезонной морфодинамике аккумулятивных участков берега, в свою очередь, позволяют верифицировать результаты.

Результаты исследования

На первом этапе исследования был выполнен анализ сезонности в распределении штормовой активности. Для каждого месяца были определены следующие показатели (рис. 5, 6):

*H*_{max} – максимальная высота волны (м);

 - *H*_{max(avg)} - средняя высота волны из максимальных для каждого штормового события (м);

- *t_m* средняя продолжительность штормовых событий (ч);
- *N_m* среднее количество штормовых событий;
- $t_{mon(avg)}$ среднее количество часов со штормами в месяц ($t_m \cdot N_m$).



Рис. 5. Распределение значений H_{max} и H_{max(avg)} по месяцам: *а* – для Юго-Восточной Балтики; *b* – для Западной Камчатки

F i g. 5. Distribution of H_{\max} and $H_{\max}(avg)$ values by months: a – for the South-Eastern Baltic; b – for the Western Kamchatka



Рис. 6. Распределение значений t_m , N_m и $t_{mon(avg)}$ по месяцам: a – для Юго-Восточной Балтики; b – для Западной Камчатки

F ig. 6. Distribution of t_m , N_m and $t_{mon(avg)}$ values by months: a – for the South-Eastern Baltic; b – for the Western Kamchatka

Для двух исследуемых акваторий в годовой динамике штормовой активности есть общие черты. Выявлено, что максимальные высоты волн и их средние значения (H_{max} , $H_{\text{max}(\text{avg})}$) имеют хорошо выраженную сезонную изменчивость с минимумом в мае – июле, после которого до ноября интенсивность волнения возрастает (рис. 5).

Для Юго-Восточной Балтики аналогичная сезонная изменчивость характерна и для показателей, определяющих количество времени, приходящееся на штормы: t_m , N_m , $t_{mon(avg)}$ (рис. 6). Для Западной Камчатки максимумы количества штормов (N_m) отмечаются в апреле и сентябре. Весной для Западной Камчатки характерно наличие льда на пляже, т. е. для нас представляют интерес летний и осенний периоды. После максимума в сентябре среднее количество штормов уменьшается на фоне роста их продолжительности. Тем не менее относительно высокие значения показателей t_m и N_m наблюдаются в октябре, что в совокупности с высокими значениями H_{max} и $H_{max(avg)}$ позво-МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 1 2025 29 ляет характеризовать этот месяц как пик штормовой активности. Для Юго-Восточной Балтики все исследуемые показатели изменяются примерно по одному сценарию с пиком штормовой активности с ноября по январь.

Для количественной характеристики изменчивости волнения в течение года может быть использован показатель $\overline{\sigma}_{\Omega_{360}}/\overline{\sigma}_{\Omega_{30}}$, предложенный в работе [5], где $\overline{\sigma}$ – среднее значение среднеквадратичного отклонения параметра Дина Ω за исследуемые годы ($\overline{\sigma}_{\Omega_{360}}$) и месяцы ($\overline{\sigma}_{\Omega_{30}}$). Чем больше значение показателя $\overline{\sigma}_{\Omega_{360}}/\overline{\sigma}_{\Omega_{30}}$, тем в большей степени исследуемый участок берега подвержен сезонным флуктуациям крутизны волн в течение года. Если показатель $\overline{\sigma}_{\Omega_{360}}/\overline{\sigma}_{\Omega_{30}}$ близок к единице, то на морфодинамику данного берега в большей степени влияют отдельные штормы. Согласно выполненным расчетам, показатели $\overline{\sigma}_{\Omega_{360}}/\overline{\sigma}_{\Omega_{30}}$ для исследуемых участков приблизительно равны и составляют 1,06 для района Балтийской косы и 1,006 для исследуемой акватории Охотского моря. Таким образом, согласно данному показатель, на морфодинамику берега в большей степени оказывают воздействие отдельные штормы, а не сезонный ход интенсивности волнения.

В дальнейшем были вычислены предложенные в данном исследовании показатели R_t и R_H . Их значения были сопоставлены с сезонным ходом штормовой активности. Статистическая обработка значений R_t для каждого шторма (рис. 7) показала, что видимых сезонных различий в динамике этого показателя в течение года нет. Медианное значение R_t близко к 0,6 для каждого месяца для двух исследуемых акваторий.



Рис. 7. Статистические характеристики изменения показателя R_t в течение года для исследуемой части акватории Юго-Восточной Балтики (*a*) и Западной Камчатки (*b*) **F i g.** 7. Statistical characteristics of the change in index R_t during a year for the parts of water areas of the South-Eastern Baltic (*a*) and the Western Kamchatka (*b*) under study

Статистическая обработка значений R_H (рис. 8) показала, что для акватории Юго-Восточной Балтики различия в медианных значениях R_H для каждого месяца незначительны: максимальное значение 0,86 в июле, минимальное значение 0,79 с января по март. Для акватории Западной Камчатки прослеживается хорошо выраженная сезонная динамика: медианные значения R_H наиболее близки к единице в июне и в июле (~ 0,85) и уменьшаются вплоть до ноября (~ 0,54). Таким образом, на Западной Камчатке вместе с ростом МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 1 2025

интенсивности волнения Hs_{max} , $Hs_{max(avg)}$ (см. рис. 5), продолжительности штормов t_m , N_m (см. рис. 6) и среднего количества часов со штормами $t_{mon(avg)}$ изменяется характер волнения в стадии затухания. Низкие значения R_H в осенний сезон определяют тенденцию к итоговому размыву берегового профиля для большинства штормовых событий. Для Юго-Восточной Балтики такой тенденции не выявлено. В то же время межсезонная динамика показателя R_H для Западной Камчатки не соответствует результату, полученному при расчете показателя $\overline{\sigma}_{\Omega_{360}}/\overline{\sigma}_{\Omega_{30}}$, согласно [5], который показал, что на морфодинамику берега в большей степени оказывают воздействие отдельные штормы, а не сезонный ход интенсивности волнения.



Рис. 8. Статистические характеристики изменения показателя R в течение года для исследуемой части акватории Юго-Восточной Балтики (a) и Западной Камчатки (b) Fig. 8. Statistical characteristics of the change in index R during a year for the parts of water areas of the South-Eastern Baltic (a) and the Western Kamchatka (b) under study



Рис. 9. Динамика берегового профиля Балтийской косы с мая 2019 г. по март 2022 г. Fig. 9. Dynamics of the Vistula Spit coastal profile from May 2019 to March 2022 МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 1 2025

Результаты статистического анализа показателя R_{H_s} для исследуемых акваторий по месяцам были сопоставлены с данными о морфодинамике песчаного профиля в разные сезоны. Измерения рельефа на Балтийской косе в течение трех лет (с мая 2019 г. по март 2022 г.) позволили установить, что на данном участке берега не прослеживаются деформации берегового профиля, которые можно охарактеризовать как сезонные. За весь период наблюдений был зафиксирован цикл, включающий эволюцию подводного вала от спрямленного внешнего (май 2019 г.) до серповидного с дальнейшим примыканием его к берегу (сентябрь 2021 г.) (рис. 9). В марте 2022 г. сформировался новый внешний подводный вал. Типичный сезонный морфодинамический ритм, когда в зимний сезон берег отступает и подводный вал выдвигается в море, а в летний сезон вал примыкает к берегу в виде аккумулятивной террасы, не выявлен.

На Октябрьской косе рельеф измерялся только в надводной части береговой зоны с меньшей регулярностью. Мористая граница измерений проходила выше уреза – примерно по максимуму волнового заплеска в момент съемки. Тем не менее на данном участке берега удалось проследить сезонный ритм изменения рельефа пляжа. Профиль, измеренный в июне 2011 г., можно считать летним, так как он расположен выше по отношению к другим профилям и выдвинут в сторону моря (рис. 10). В осенний сезон вместе с усилением волнения происходит размыв пляжа и формируется зимний профиль, что видно по относительному положению профилей, сделанных в ноябре 2010 г. и сентябре 2011 г. Таким образом, в штормовые сезоны (ноябрь 2010 г., сентябрь 2011 г.) изменяется среднее положение профиля и намечается тенденция к размыву, что соответствует более низким значениям коэффициента R_H .



Р и с. 10. Динамика пляжа Октябрьской косы с ноября 2010 г. по сентябрь 2011 г. **F i g. 10.** Dynamics of the Oktyabrskaya Spit beach from November 2010 to September 2011

Заключение

На примере двух участков, находящихся в разных гидродинамических условиях (акватории Юго-Восточной Балтики и восточной части Охотского моря), выявлено, что сезонные изменения интенсивности морского волнения могут сопровождаться разным характером штормовых событий в стадии затухания. Выявлено, что соотношение медианного значения высоты волны шторма в стадии затухания к ее максимальной высоте может различаться для

разных сезонов, что отражает предложенный показатель R_H . В свою очередь, показатель R_t , который характеризует относительную продолжительность стадии затухания шторма, не имеет тенденции к сезонной изменчивости.

Более «энергичный» шторм в стадии затухания (значения R_H близки к 1) можно рассматривать как фактор послештормового восстановления берегового профиля. Изменение данного фактора в масштабе сезонов можно рассматривать как одну из возможных причин сезонных деформаций аккумулятивного рельефа береговой зоны.

В частности, для песчаного берега Октябрьской косы (Западная Камчатка) выявлены деформации берегового профиля, которые можно охарактеризовать как сезонные. Для Юго-Восточной Балтики такие деформации не выявлены. Выявленные различия морфодинамики для двух участков сопровождаются закономерным сезонным ходом показателя R_H для волновых условий Октябрьской косы и отсутствием сезонности в значениях R_H для условий Балтийской косы.

Показано, что изменение интенсивности волнения в течение года не всегда влечет за собой изменение среднего положения берегового профиля. Ключевым фактором могут являться сезонные тенденции изменения волновых параметров внутри штормового цикла. В частности, показана роль энергии волнения шторма в стадии затухания. Предложенный подход является разновидностью предлагаемых другими авторами подходов к анализу структуры шторма. Согласно этим подходам длительность и количество волновой энергии шторма в стадии затухания определяют количество наносов, переносимых в сторону берега.

Предложенный подход к оценке отдельных штормовых событий можно масштабировать на серии штормов или на отдельные сезоны. Группа штормов, следующих за максимальным по интенсивности волнением, может быть рассмотрена как штормы на стадии затухания, которую можно оценить с помощью показателей R_t и R_H , адаптированных к другому временному масштабу. Таким образом, на основе многолетних данных о волнении может быть дан прогноз восстановления берегового профиля после характерных сезонных размывов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Overview of seasonal sand level changes on southern California beaches / M. L. Yates [et al.] // Shore & Beach. 2009. Vol. 77, no. 1. P. 39–46.
- Katoh K., Yanagishima S. Predictive model for daily changes of shoreline // Coastal Engineering 1988 / Ed. B. L. Edge. New York : American Society of Civil Engineers, 1988. P. 1253– 1264. https://doi.org/10.1061/9780872626874.094
- Hansen J. E., Barnard P. L. Sub-weekly to interannual variability of a high-energy shoreline // Coastal Engineering, 2010. Vol. 57, iss. 11–12. P. 959–972. EDN ODZLPB. https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2010.05.011
- Equilibrium shoreline modelling of a high-energy meso-macrotidal multiple-barred beach / B. Castelle [et al.] // Marine Geology. 2014. Vol. 347. P. 85–94. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.11.003
- A generalized equilibrium model for predicting daily to interannual shoreline response / K. D. Splinter [et al.] // Journal of Geophysical Research: Earth Surface. 2014. Vol. 119, iss. 9. P. 1936–1958. https://doi.org/10.1002/2014JF003106

- Shoreline-sandbar dynamics at a high-energy embayed and structurally-engineered sandy beach: Anglet, SW France / J.-R. Huguet [et al.] // Journal of Coastal Research. 2016. Vol. 75, iss. sp1. P. 393–397. https://doi.org/10.2112/SI75-079.1
- Inman D. L., Elwany H. S., Jenkins S. A. Shorerise and bar-berm profiles on ocean beaches // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1993. Vol. 98, iss. C10. P. 18181–18199. https://doi.org/10.1029/93JC00996
- Bernabeu A. M., Medina R., Vidal C. A morphological model of the beach profile integrating wave and tidal influences // Marine Geology. 2003. Vol. 197, iss. 1–4. P. 95–116. EDN BGMRUN. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00087-2
- Goodfellow B. W., Stephenson W. J. Beach morphodynamics in a strong-wind bay: a lowenergy environment? // Marine Geology. 2005. Vol. 214, iss. 1–3. P. 101–116. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.10.022
- Elgar S., Gallagher E., Guza R. Nearshore sandbar migration // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2001. Vol. 106, iss. C6. P. 11623–11627. EDN VRSBKH. https://doi.org/10.1029/2000JC000389
- 11. Price T. D., Ruessink B. G., Castelle B. Morphological coupling in multiple sandbar systems a review // Earth Surface Dynamics. 2014. Vol. 2, iss. 1. P. 309–321. https://doi.org/10.5194/esurf-2-309-2014
- Wright L. D., Short A. D. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis // Marine Geology. 1984. Vol. 56, iss. 1–4. P. 93–118. https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90008-2
- 13. *Dean R. G.* Heuristic models of sand transport in the surf zone // First Australian Conference on Coastal Engineering, 1973: Engineering Dynamics of the Coastal Zone. Sydney, Australia : Institution of Engineers, 1973. P. 215–221.
- 14. *Castelle B., Masselink G.* Morphodynamics of wave-dominated beaches // Cambridge Prisms: Coastal Futures. 2023. Vol. 1. e1. EDN JAKEHR. https://doi.org/10.1017/cft.2022.2
- Experimental flume simulation of sandbar dynamics / F. Grasso [et al.] // Journal of Coastal Research. 2009. Special iss. 56 : Proceedings of the 10th International Coastal Symposium ICS 2009, vol. I. P. 54–58. URL: https://www.jstor.org/stable/25737536 (date of access: 10.01.2025).
- 16. Леонтьев И. О. Моделирование берегового профиля, сформированного штормовым циклом // Океанология. 2018. Т. 58, № 6. С. 973–981. EDN PVBTTX. https://doi.org/10.1134/S0030157418060084
- Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том IX. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб. : Гидрометеоиздат, 1998. 342 с.
- 18. Морфодинамика Октябрьской косы (Охотоморское побережье Камчатки) / С. Л. Горин [и др.] // Морские берега – эволюция, экология, экономика. Материалы XXIV Международной береговой конференции, посвященной 60-летию со дня основания Рабочей группы «Морские берега» : в 2 томах. Краснодар : Издательский Дом Юг, 2012. Т. 1. С. 94–97. EDN TCKGDJ.
- 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 EDN DKXYTO.
- 20. *Shtremel M.* ERA5 wave data verification with buoy field measurements in the nearshore region of the Baltic Sea // 6th IAHR Europe Congress, June 30th July 2nd, 2020, Warsaw, Poland : abstract book. Warsaw, Poland, 2020. P. 433–434.
- Larson M., Kraus N. C. SBEACH: numerical model for simulating storm-induced beach change. Report 1. Empirical foundation and model development. Washington, 1989. 256 p. https://doi.org/10.5962/bhl.title.47893
- 22. *Леонтьев И. О.* Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М. : ГЕОС, 2001. 272 с.
- Бобыкина В. П., ураховская П. М. Межгодовые вариации состава пляжных отложений Вислинской косы // Ученые записки Русского географического общества (Калининградское отделение). Калининград : Изд-во БФУ, 2012. Т. 11. С. 4В-1–4В-8. (CD-ROM).
- The morphodynamics of the Vistula Spit seaward coast (Southern Baltic, Poland, Russia) / J. Kobelyanskaya [et al.] // Oceanological and Hydrobiological Studies. 2009. Vol. XXXVIII, suppl. I. P. 1–16.
- 25. Лаппо Д. Д., Стрекалов С. С., авьялов В. К. Нагрузки и воздействия ветровых волн на гидротехнические сооружения. Ленинград : ВНИИГ, 1990. 432 с.
- Beach profile evolution under cyclic wave climates / A. Atkinson [et al.] // Australasian Coasts & Ports Conference 2015: 22nd Australasian Coastal and Ocean Engineering Conference and the 15th Australasian Port and Harbour Conference. Engineers Australia and IPENZ, 2015. P. 18–23. https://search.informit.org/doi/10.3316/informit.700361621097694

Сведения об авторе:

Корзинин Дмитрий Викторович, старший научный сотрудник, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), кандидат географических наук, ORCID ID: 0000-0002-7365-8386, ResearcherID: A-5093-2017, Scopus Author ID: 56829564800, SPIN-код: 4902-0371, korzinin@ocean.ru УДК 551.465 EDN: KKOLDF

Среднемноголетние спектральные характеристики долгопериодных колебаний прибрежного течения у Южного берега Крыма

А. С. Кузнецов 🖾, И. К. Иващенко

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия [™] kuznetsov as@mhi-ras.ru

Поступила в редакцию 30.05.2024; одобрена после рецензирования 09.08.2024; принята к публикации 20.11.2024.

Аннотация

Цель. Основной целью данного исследования является анализ долгопериодной изменчивости характеристик циркуляции прибрежных вод Черного моря при оценке их энергетического вклада по данным многолетнего контактного мониторинга прибрежных течений.

Методы и результаты. Изменчивость кинетической энергии долгопериодных осцилляций прибрежного течения у Южного берега Крыма анализируется на основе материалов базы океанографических данных Морского гидрофизического института РАН, полученных за период 2002– 2023 гг. Особенности структуры долгопериодных осцилляций прибрежных вод исследованы методами статистического и спектрального анализа энергетической изменчивости циркуляции вдольберегового течения в слое 5–20 м за 22-летний период измерений. Во внутригодовом диапазоне изменчивости течений статистически достоверно систематизирован энергетический вклад сезонных колебаний на периодах 1,0, 0,5, 0,33 и ~ 0,2 года. По результатам анализа векторно-осредненных данных также выделен спектральный состав долгопериодных колебаний течения на периодах ~ 2,7, 3,6, 5,3, 7,1 года и 11-летних колебаний в пределах 22-летнего цикла изменчивости. Выполнены сопоставления спектрального состава межгодовых осцилляций прибрежного течения и индекса североатлантического колебания. За период фазы интенсификации солнечной активности в 2007–2020 гг. отмечен рост в 1,5 раза значений модуля скорости межгодовых осцилляций прибрежного течения.

Выводы. По результатам анализа многолетних натурных данных у побережья Черного моря выделены и систематизированы долгопериодные колебания прибрежного течения, включая диапазон короткопериодных климатических осцилляций. Показаны перспективы дальнейшего развития исследований связей таких колебаний течения с долгопериодными циркуляционными процессами в атмосфере Черноморского региона.

Ключевые слова: прибрежное течение, долгопериодные колебания, короткопериодные климатические осцилляции, энергетический спектр колебаний, контактные измерения, Южный берег Крыма, Черное море

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

Для цитирования: *Кузнецов А. С., Иващенко И. К.* Среднемноголетние спектральные характеристики долгопериодных колебаний прибрежного течения у Южного берега Крыма // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 1. С. 36–49. EDN KKOLDF.

© Кузнецов А. С., Иващенко И. К., 2025

Long-Term Average Annual Spectral Characteristics of the Coastal Current Long-Period Oscillations off the Southern Coast of Crimea

A. S. Kuznetsov [∞], I. K. Ivashchenko

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

Abstract

Purpose. The main purpose of the study is to analyze the long-term variability of the circulation characteristics of coastal waters in the Black Sea when assessing their energy contribution based on the long-term contact monitoring data on coastal currents.

Methods and Results. The variability of kinetic energy of long-term oscillations of the coastal current off the Southern Coast of Crimea is analyzed based on the materials for 2002–2023 of the oceanographic database of Marine Hydrophysical Institute, RAS. The features of structure of the coastal water long-term oscillations are studied using the methods of statistical and spectral analysis of the energy variability of along-coastal current circulation in the 5–20 m layer over a 22-year measurement period. Within the intra-annual range of current variability, the energy contribution of seasonal oscillations is statistically reliably systematized for the periods 1.0, 0.5, 0.33 and ~ 0.2 years. The results of analyzing the vector-averaged data made it possible to identify the spectral composition both of long-term current oscillations for the periods ~ 2.7, 3.6, 5.3, 7.1 years and 11-year oscillations within the 22-year variability cycle. The spectral composition of coastal current interannual oscillations was compared to the North Atlantic Oscillation index. During the period of solar activity intensification in 2007–2020, a 1.5-fold increase in the values of velocity modulus of the coastal current interannual oscillations was noted.

Conclusions. The long-term oscillations of coastal current including a range of short-term climatic oscillations were identified and systematized based on the results of analyzing the long-term field data obtained off the Black Sea coast. The prospects for further investigating the relations between such current oscillations and long-term circulation processes in the atmosphere of the Black Sea region are shown.

Keywords: coastal current, long-term oscillations, short-term climate oscillations, energy spectrum of oscillations, contact measurements, Southern Coast of Crimea, Black Sea

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

For citation: Kuznetsov, A.S. and Ivashchenko, I.K., 2025. Long-Term Average Annual Spectral Characteristics of the Coastal Current Long-Period Oscillations off the Southern Coast of Crimea. *Physical Oceanography*, 32 (1), pp. 32-45.

Введение

Знание локальных особенностей динамики прибрежных вод Черного моря в зонах сопряжения с сушей, включая ближнюю акваторию материковой отмели, заливы, бухты и эстуарии, необходимо для обеспечения устойчивого экономического развития приморского региона, сосредоточенного у побережья. В шельфовой зоне Черного моря развитие динамики вод происходит в основном за счет формирования гидродинамических возмущений Основного

Черноморского течения (ОЧТ), в том числе разномасштабных антициклонических и циклонических вихревых структур, включая квазистационарные [1-8]. При этом вдольбереговые течения повсеместно наблюдаются в условиях различных геоморфологических структур суши и рельефа дна прилегающей акватории. Согласно сведениям, систематизированным в лоции Черного моря¹, течения вблизи прямолинейно ориентированных участков берега имеют циклоническую направленность, как и струйное ОЧТ на траверзе прилегающего участка берега.

У сравнительно прямолинейного участка береговой линии м. Кикинеиз Южного берега Крыма (ЮБК), имеющей плавное очертание, где Голубой (Лименский) залив незначительно вдается в сушу, в море на удалении ~ 0,5 км при глубине места 28 м выделены и исследованы режимные характеристики квазистационарного вдольберегового течения и ряд его внутригодовых колебаний [9, 10]. При этом эллиптические орбитальные движения вод шельфовой зоны [3] трансформируются у берега практически в возвратно-поступательные колебания вдольберегового течения [11].

Как известно [12–17], сезонная изменчивость гидросферы Черного моря трансформирует региональные циркуляционные процессы в атмосфере, включая поле приземного ветра в зоне, подстилающей атмосферу поверхности моря и суши. Приводное напряжение поля ветра и его завихренность существенно влияют на физические процессы в прибрежной зоне моря, что проявляется при формировании разномасштабной изменчивости вдольберегового течения, включая регулярную генерацию пакетов антициклонических инерционных колебаний. Мезомасштабные возмущения циркуляции прибрежных вод, взаимодействуя с интенсивными инерционными колебаниями, формируют режим бимодального распределения повторяемости направлений мономодального течения по всей глубине прибрежной зоны [10, 17]. Такой характер циркуляции и переноса прибрежных вод в западо-юго-западном направлении вдоль м. Кикинеиз наблюдается круглогодично со среднегодовыми скоростями в диапазоне 5,8–9,4 см/с [9].

Целью данной работы являются аналитические исследования долгопериодной изменчивости характеристик циркуляции прибрежных вод Черного моря по данным многолетнего контактного мониторинга прибрежных течений для систематизации структуры долгопериодных колебаний при оценке их энергетического вклада. Новые эмпирические результаты исследования особенностей долгопериодной изменчивости характеристик циркуляции прибрежных вод практически полезны для развития и верификации модельной прогностической системы динамики прибрежных вод на подспутниковых полигонах в Черном море [18], а также системного моделирования морских эколого-экономических процессов прибрежной зоны у ЮБК [19].

Материалы и методы

Исследования энергетических спектральных характеристик долгопериодных осцилляций прибрежных вод выполнены на основе обработки и анализа

¹ Лоция Черного моря / Под ред. М. Н. Лапина. Ленинград : Изд-во Гидрографического управления Военно-Морских сил, 1954. 506 с. 38

материалов базы океанографических данных Морского гидрофизического института (МГИ) РАН [20], полученных за 22-летний период контактных измерений характеристик поля течений у м. Кикинеиз, ЮБК. Инструментальные измерения изменчивости вертикальной структуры течений выполнены комплексом векторно-осредняющих эйлеровых измерителей, установленных в деятельном слое на гидрологических горизонтах с океанографической платформы Черноморского гидрофизического подспутникового полигона (ЧГПП) МГИ [9–11]. Карта района исследований с батиметрией, положением платформы и расстановкой вертикальной антенны кластера измерителей схематически показана на рис. 1 в работе [11, с. 508]. Измерители регистрируют хронологические последовательности векторно-осредненных пар горизонтальных компонентов течения, вычисленных за временной интервал 5 мин по ежесекундным отсчетам значений ортогональных проекций вектора течения. В работе использованы данные мониторинга течений, полученные за 2002-2023 гг. на стандартных гидрологических горизонтах (далее – горизонтах) 5, 10, 15, 20 м. Из исходных массивов векторных данных, прошедших процедуру контроля качества, сформированы векторно-осредненные среднечасовые и 8035 пар среднесуточных отсчетов для каждого измерительного горизонта. Материалы среднечасовой базы данных представлены в формате *dbf* и зарегистрированы как результат интеллектуальной деятельности МГИ [9, 10]. Объем базы данных за 8035 сут составил 771,4 тыс. пар среднечасовых значений соответствующих компонентов вектора течения.

Долгосрочный натурный эксперимент в условиях открытого моря выполняется при непрерывном контроле качества функционирования отечественных измерительных комплексов. Информационная технология оперативного контроля качества измерений при определенной избыточности полного набора данных комплекса измерителей, установленных со свайного основания стационарной океанографической платформы, позволила исключить вклад сбоев, значимых методических и систематических погрешностей в суммарную погрешность измерений течений. Метрологическое единство многолетнего набора векторных данных, полученных при соблюдении единообразия условий и средств инструментальных измерений течений, после осреднения исходных массивов позволило минимизировать их случайные погрешности до значений чувствительности соответствующих первичных измерительных преобразователей комплексов. При этом суммарная погрешность векторно-осредненных значений модуля скорости не превышает 0,1 см/с, направления течения – 3° [10, 17].

Для спектрального анализа в МГИ ранее разработан программный модуль, который применяется при исследованиях изменчивости энергетических и пространственно-временных характеристик полей ветра, течения, длинноволновых движений и внутреннего волнения ² [9–10, 15–18]. Суть используемой фильтровой (линейной) оценки энергетического спектра изложена в ³. При об-

² Иванов В. А., Янковский А. Е. Длинноволновые движения в Черном море. Киев : Наукова думка, 1992. 110[2] с.

³ Коняев К. В. Спектральный анализ случайных океанологических полей. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1981. 207 с.

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 1 2025

работке статистических характеристик вертикального распределения горизонтальных компонент скорости течения использован метод аналитической фильтрации векторных данных [21]. Векторная фильтрация временных рядов использована также для минимизации искажений, возникающих при расчетах спектральных характеристик в присутствии интенсивных разномасштабных колебаний, которые вносят искажения в оценку фактического уровня спектральной плотности энергии в исследуемом диапазоне изменчивости. В работе представлены результаты соответствующих расчетов компонентов и полных энергетических спектров долгопериодных осцилляций векторов течения. При аналитической обработке массивов межгодовых вариаций среднегодовых векторных значений течений, полученных синхронно на горизонтах в слое 5–20 м, также использовалась процедура центрирования среднегодовых значений векторных рядов, т. е. покомпонентное исключение из реализации соответствующих значений вектора математического ожидания, вычисленных за 22-летний период измерений.

Результаты и обсуждение

Результаты исследований режимных характеристик и особенностей долгопериодной изменчивости течения получены на основе статистического и спектрального анализа данных 22-летнего мониторинга течений в слое 5– 20 м на ЧГПП МГИ. Новые результаты позволяют аргументированно исследовать распределения спектральной плотности полной (кинетической) энергии колебаний прибрежных вод во внутригодовых и межгодовых вариациях значений характеристик прибрежного течения в слое 5–20 м.

Режимные характеристики прибрежного течения. Значения компонентов вектора математического ожидания скорости течения западо-юго-западных румбов и среднеквадратических отклонений (СКО) рассчитаны за период 2002–2023 гг. В таблице приведены оценки режимных характеристик компонентов вектора скорости течения и соответствующих СКО на измерительных горизонтах 5, 10, 15, 20 м.

Глубина, м /	Скорость, см/с /	СКО _V , см/с /	Направление, ° /	СКО _D , ° /
Depth, m	Velocity, cm/s	RMS _V , cm/s	Direction, °	RMS _D , °
5	8,1	0,8	254	3
10	8,0	0,8	240	3
15	7,7	0,8	234	3
20	6,9	0,8	217	3

Оценки режимных	характеристик	прибрежного	течения в	слое 5-2	20 м
Estimates of the regin	e characteristics	s of coastal cur	rent in the	5–20 m l	laver

Значения режимных характеристик вдольберегового течения, представленные в таблице, практически совпадают с оценками, полученными ранее в [10]. Возвратно-поступательные колебания течения на каждом измерительном горизонте, аналогично [11], происходят реверсивно вдоль соответствующего генерального западо-юго-западного направления течения. Векторноосредненное в слое 5–20 м течение за 22-летний период измерений имеет значение модуля скорости 7,5 см/с и направление 237° вдоль прямолинейного участка береговой линии, ориентированного на запад-юго-запад. Представленные в таблице значения режимных характеристик течения используются при векторном центрировании среднегодовых данных для расчета среднемноголетних энергетических спектров долгопериодных межгодовых осцилляций.

Спектральные характеристики долгопериодных колебаний прибрежного течения. Сезонные колебания течения на годовом периоде и его годовых гармониках выделены в [9, 17]. Колебания течения на периодах ~ 6 и 12 сут и особенности их сезонной изменчивости рассмотрены в [9, 10, 17].



Р и с. 1. Среднемноголетние полные энергетические спектры внутригодовой изменчивости прибрежного течения в диапазоне периодов 4 сут – 6 лет на горизонтах 5, 10, 15, 20 м (красная, зеленая, оранжевая и синяя линии соответственно) за 2002–2023 гг. при 95%-ных доверительных интервалах для диапазонов 4–50 сут и 50 сут – 6 лет (вертикальная штриховая линия соответствует периоду 50 сут) F ig. 1. Average long-term full energy spectra

of the coastal current intra-annual variability in the range of periods 4 days – 6 years at horizons 5, 10, 15, 20 m (red, green, orange and blue lines, respectively) for 2002–2023 at the 95% confidence intervals for the ranges 4– 50 days and 50 days – 6 years (vertical dashed line corresponds to the 50-day period) Результаты проведенной аналитической и спектральной обработки данных наряду с полученными ранее оценками позволили систематизировать и оценить характеристики долгопериодных колебаний прибрежного течения на масштабах внутригодовой и межгодовой изменчивости. На рис. 1 показаны статистически достоверные спектральные максимумы энергии внутригодовых колебаний течения в слое 5–20 м в диапазоне изменчивости 4 сут – 6 лет.

Подобный вид спектра сезонных колебаний уровня поверхности моря ранее был получен при исследовании альтиметрических данных многолетних дистанционных спутниковых зондирований уровня Черного моря, при этом выделены долгопериодные колебания уровня на годовом и полугодовом периоде, обусловленные соответствующими сезонными изменениями тангенциального напряжения трения ветра [22]. В указанной работе также отмечено, что спектральные максимумы колебаний уровня вблизи низших годовых гармоник соответствуют собственной изменчивости циркуляции вод Черного моря. Использование при обработке временных реализаций процедуры аналитической фильтрации позволило статистически достоверно выделить спектральный пик сезонных колебаний на периоде ~ 0,2 года (рис. 1).



Р и с. 2. Среднемноголетние оценки полных энергетических спектров межгодовой изменчивости прибрежного течения в диапазоне периодов 2–16 лет (показаны цифрами у энергетических пиков): a – на горизонтах 5, 10, 15, 20 м (красная, зеленая, оранжевая и синяя линии соответственно) и в среднем по слою (черная линия с кружочками) при 95%-ном доверительном интервале; b – в слое 5–20 м при 90%-ном доверительном интервале; периодограммы колебаний течения (черная линия) и индекса североатлантического колебания (красная линия) показаны на фрагменте c

F i g. 2. Average long-term estimates of full energy spectra of the coastal current inter-annual variability in the range of periods 2–16 years (shown by the numbers at energy peaks): a - a thorizons 5, 10, 15, 20 m (red, green, orange and blue lines, respectively) and on average over the layer (black line with circles) at the 95% confidence interval; b - in the 5–20 m layer at the 90% confidence interval; periodograms of current oscillations (black line) and the North Atlantic Oscillation index (red line) are shown in fragment c

Наименее изученным как экспериментально, так и теоретически в настоящее время остается диапазон долгопериодных межгодовых осцилляций течений в Черном море. Развитие таких исследований стало возможным благодаря долгосрочным контактным измерениям течений, которые выполняются в МГИ у ЮБК. Наличие 22-летних массивов репрезентативных данных контактного мониторинга поля течений в прибрежной зоне обеспечило получение новых эмпирических результатов по исследуемой проблеме. На рис. 2, *а* представлены энергетические спектры межгодовой изменчивости прибрежного течения, рассчитанные на каждом измерительном горизонте, где выделяются близкие по интенсивности спектральные пики на периодах ~ 2,7 и 3,6 года.

При анализе относительной изменчивости уровней спектральных плотностей (рис. 1; 2, a) следует отметить, что различия в их значениях между соседними горизонтами измерений не превышают пределы указанных 95%-ных доверительных интервалов фактически во всем диапазоне изменчивости. Таким образом, спектры, рассчитанные в 15-метровом слое прибрежных вод между горизонтами 5 и 20 м, подобны и статистически однородны, что позволяет использовать всю совокупность данных, полученных в этом слое, для интегральных оценок спектральных характеристик колебаний слоя в целом. Расчет спектра стационарного процесса (рис. 2, b) выполнен на основе сформированной совокупности центрированных векторных данных, полученных в слое. Периодограмма (рис. 2, *c*, черная линия) рассчитана для определения полного спектрального состава и значений периодов колебаний прибрежного течения, вносящих вклад в исследуемую реализацию. Из оценки спектра следует, что в совокупности векторно-центрированных среднегодовых вариаций, полученных за 2002–2023 гг., наряду с колебаниями прибрежного течения на периодах ~ 2,7, 3,6 и 5,3 года вклад вносят значимые колебания на периодах ~ 7,1 и 10,7 года.

В настоящее время интенсивно развиваются научно-теоретические исследования связей долгопериодных (климатических) осцилляций циркуляционных процессов в атмосфере и гидросфере Мирового океана с фактической изменчивостью солнечной активности [23-25]. В отечественных научных публикациях проблема оценки роли и характеристик долгопериодных вариаций вод океана и атмосферы в формировании изменений климата обсуждается с 1936 г. В работе [26] на основе анализа автоколебаний в системе океан – атмосфера – материк были исследованы причины долгопериодных межгодовых колебаний режима атлантических течений и получена оценка периода исследуемых колебаний, равная ~ 3,5 года. Согласно [27], 5-летняя цикличность выражена в индексе Южного колебания (ЮК) и в данных об изменчивости ветра в тропиках, а на основе статистического и спектрального анализа набора многолетних натурных данных выделены 4-5-летние колебания зональных температур. В [23] отмечено, что короткопериодные климатические вариации в системе океан – атмосфера с типичными периодами от 2 до 7-8 лет носят глобальный характер и надежно выделяются в различных регионах земного шара по различным типам данных. Межгодовая изменчивость гидрометеорологических полей в Северном полушарии наиболее значимо отражена в дальнодействующих климатических североатлантическом колебании (САК) и ЮК [23-25]. В работе [28] показано, что аналог индекса САК и уровень Черного моря заметно проявляют 22-летнюю цикличность: при межгодовой изменчивости этих характеристик, связанных с особенностями фаз 11-летнего солнечного цикла, возникают заметные отличия в формировании условий циркуляции атмосферы и проявляется устойчивая тенденция в изменчивости интенсивности ОЧТ и пространственной структуры двух макроциклонических круговоротов течений Черного моря.

Выполнены сопоставления спектрального состава короткопериодных климатических колебаний течения прибрежной зоны Черного моря (рис. 2, с, черная линия) и межгодовых осцилляций индекса климатиче-(рис. ского САК 2, С, красная линия). Ha сайте https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/norm.nao.monthly.b5 001.current.ascii.table доступны данные об изменчивости среднемесячного индекса САК. Из последовательности среднемесячных значений вычислена межгодовая вариация среднегодовых значений индекса САК и рассчитана оценка спектра этих осцилляций. При анализе спектрального состава выделены значимые климатические осцилляции индекса САК с периодами ~ 2,5, 3,6, 5,8, 10,7 года (рис. 2, с, красная линия), которые имеют близкие значения с соответствующими периодами (~ 2,7, 3,6, 5,3 и 10,7 года) колебаний прибрежного течения в Черном море (рис. 2, с, черная линия). Отметим, что, несмотря на МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 1 2025 43

близость сопоставленных значений периодов межгодовых колебаний, в исследуемом диапазоне изменчивости гидрометеорологических полей в осцилляциях индекса САК спектральный пик на периоде ~ 7 лет не выделяется (рис. 2, *c*).

Характеристика составляющих межгодовых колебаний течения. В результате применения процедуры векторного центрирования к 22-летним межгодовым вариациям сглаженных среднегодовых значений модуля скорости (рис. 3, a) и направления вектора течения (рис. 3, b) были сформированы межгодовые вариации модуля скорости (рис. 3, c) и направления (рис. 3, d) центрированного вектора течения на горизонтах в слое 5–20 м. Сглаживание выполнено с целью минимизации вклада колебаний вдольберегового течения с периодами менее 3 лет.



Рис. 3. Межгодовые вариации сглаженных среднегодовых значений модуля скорости (a)и направления (b) компонентов исходных векторов течения на горизонтах 5, 10, 15, 20 м (красная, зеленая, оранжевая и синяя линии соответственно) и их векторно-осредненных в слое 5-20 м значений (черные линии с кружочками), а также межгодовая изменчивость компонентов соответствующих центрированных векторов течения - модуля скорости (c) и направления (d)в слое 5-20 м

F i g. 3. Inter-annual variations of smoothed average annual values of

current module (a) and direction (b) of the components of initial current vectors at horizons 5, 10, 15, 20 m (red, green, orange and blue lines, respectively) and their vector-averaged (in the 5–20 m layer) values (black lines with circles), as well as inter-annual variability of the components of corresponding centered current vectors: current module (c) and direction (d) in the 5–20 m layer

Межгодовые осцилляции модулей скорости и направлений центрированных векторов течения на периодах ~ 5 и 7 лет на всех измерительных горизонтах имеют близкие по годам значения. Выполнено векторное осреднение компонентов центрированных векторов течения в слое 5-20 м и вычислены сглаженные оценки их интегральных компонентов (рис. 4, *b*, *c*). Сглаживание вы-



полнено с целью минимизации вклада колебаний течения с периодами 5 лет.

Р и с. 4. Межгодовые вариации сглаженных среднегодового числа Вольфа (*a*), модуля скорости (*b*) и направления (*c*) векторно-осредненного в слое 5–20 м центрированного вектора течения. Вертикальные сплошные линии – границы 24-го стандартного солнечного цикла, синяя горизонтальная линия соответствует западо-юго-западному направлению (237°) стационарного вдольберегового течения

F i g. 4. Inter-annual variations in the smoothed annual average Wolf number (a), current module (b) and direction (c) of the vector-averaged (in the 5–20 m layer) centered current vector. Vertical solid lines are the boundaries of the 24th standard solar cycle, and blue horizontal line corresponds to the west-southwest direction (237°) of the stationary along-coastal current

Данные о межгодовых вариациях среднегодового числа Вольфа доступны на сайте https://www.side.be/SILSO/ssngraphics. На рис. 4, *b* в результате сглаживания в явном виде выделены три полных периода 7-летних осцилляций центрированного вектора течения, по временным срокам соответствующих определенным фазам 23, 24, 25-го циклов солнечной активности (рис. 4, *a*). На рис. 4, с представлена сглаженная реализация полного циклонического разворота направления осцилляции течения за 22-летний период измерений. При этом в течение 2006–2015 гг. вдольбереговое перемещение вод при 7-летних осцилляциях прибрежного течения происходит практически в фазе, а в 2002-2003 и 2020-2023 гг. - в противофазе генеральному направлению вдольберегового течения (сплошная синяя линия 237°). Таким образом, в составе вдольберегового течения содержится изменяющийся по направлению вклад вектора 7-летних осцилляций, что приводит к периодическим изменениям модуля скорости стационарного течения. В исходных вариациях течения, приведенных на рис. 3, а, среднегодовой модуль скорости в 2014 г. достигал максимального значения 9,4 см/с, а в 2020 г. экстремально снижался до 5,8 см/с, что объясняется периодической изменчивостью вклада выявленных долгопериодных колебаний течения. Выделенные долгопериодные осцилляции прибрежных вод по своим временным масштабам соответствуют короткопериодным климатическим вариациям, активно исследуемым в атмосфере и океане в связи с их особой ролью в формировании изменений климатической системы.



Рис. 5. Межгодовые вариации сглаженных среднегодовых значений модуля скорости (*a*), направления (*b*) и годографа (*c*), соответствующего 22-летнему циклу циркуляции осредненного в слое 5–20 м центрированного вектора течения при минимизации вклада колебаний с периодами < 7 лет

F i g. 5. Inter-annual variations in the smoothed annual average values of the current module (*a*), direction (*b*) and hodograph (*c*) corresponding to a 22-year circulation cycle of the vector-averaged (in the 5–20 m layer) centered current vector with minimization of the oscillation (with periods < 7 years) contributions

При векторной фильтрации 7-летних осцилляций течения в межгодовых вариациях сглаженных среднегодовых значений модуля скорости (рис. 5, *a*) выделены 11-летние колебания при полном развороте направления на 360° (рис. 5, *b*) центрированного вектора течения по завершении 22-летнего цикла измерений. На рис. 5, *c* показан соответствующий годограф, имеющий форму эллипса при циклоническом вращении среднегодовой скорости центрированного вектора течения. Годограф, построенный в правосторонней ортогональной системе координат, ориентированной на север, демонстрирует практически полный 22-летний цикл вращения вектора скорости течения за период 2002–2023 гг. Осевые линии эллипса на рис. 5, *c* показывают ориентацию вектора течения в 2005, 2011, 2016, 2022 гг. в соответствии с экстремальными значениями колебаний модуля скорости (рис. 5, *a*).

Представленные результаты исследования изменчивости характеристик долгопериодных колебаний течения в прибрежной зоне являются информативным показателем климатической изменчивости системы течений Черного моря. На рис. 4, *а* приведены межгодовые вариации среднегодовых значений числа Вольфа, согласно которым выполненные исследования течений приурочены ко второй половине 23-го (нечетного), первой и второй половинам 24-го

(четного) и первой половине текущего 25-го (нечетного) стандартного 11-летнего солнечного цикла. В [29-31] показана особая роль нечетных и четных солнечных циклов при формировании межгодовой изменчивости гидрометеорологических полей. При этом в [29] отмечено, что наиболее интенсивными, обладающими повышенной солнечной активностью являются временные сроки, включающие вторую половину четных и первую половину нечетных стандартных солнечных циклов. При интенсификации солнечной активности во время второй половины 24-го четного и первой половины 25-го нечетного текущего солнечного цикла (рис. 4, *a*) с 2007 по 2020 г. происходит постепенное увеличение в 1,5 раза значений модуля скорости межгодовых осцилляций течения (рис. 3, с; 4, b). Предыдущая фаза спада солнечной активности наблюдалась во второй половине 23-го солнечного цикла с 2002 по 2008 г., а очередная фаза спада, согласно [29], наступает во второй половине 25-го цикла после 2023 г.

В [30] отмечено, что долгопериодные осцилляции гидрометеорологических полей возможны при совместном влиянии эффектов солнечной активности с периодами ~ 11 лет и динамики нижележащей атмосферы с периодами ~ 2-7 лет. Представленные в работе результаты и наличие в МГИ необходимых материалов долгосрочного комплексного мониторинга течений и гидрометеорологических условий позволяют продолжить натурные исследования долгопериодной динамики прибрежных вод и циркуляционных процессов в атмосфере Черноморского региона в диапазоне межгодовой (внутридекадной) и межлекалной изменчивости.

Заключение

Одной из приоритетных задач, решаемых Морским гидрофизическим институтом РАН, является исследование особенностей изменчивости характеристик долгопериодных колебаний вод Черного моря вблизи берега как природного фактора, непосредственно влияющего на динамику морских эколого-экономических процессов прибрежной зоны у Южного берега Крыма. Использование верифицированной информационной технологии контактного мониторинга обеспечило метрологическое единство регистрируемых значений характеристик вертикальной структуры горизонтальных компонентов прибрежного течения при предельной точности инструментальных измерений их векторноосредненных значений. Впервые в практике натурного эксперимента в прибрежной зоне Черного моря выделены, исследованы и систематизированы характеристики долгопериодных (сезонных и межгодовых) колебаний квазистационарного прибрежного течения. Исследованы структура и состав короткопериодных климатических вариаций прибрежного течения, сосредоточенных в диапазоне изменчивости 2,7-7,1 года, а также 11-летние осцилляции течения в пределах 22-летнего цикла изменчивости. При сопоставлении спектрального состава межгодовых колебаний черноморского прибрежного течения и соответствующих осцилляций индекса САК отмечен ряд близких значений периодов сопоставляемых колебаний. Установлено, что одновременно с интенсификацией солнечной активности происходит рост модуля скорости и реверсивное изменение фазы межгодовых колебаний течения в период 2007-2020 гг. Аналитические результаты позволяют продолжить исследования особенностей долгопериодной изменчивости системы прибрежных течений Черного моря. МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 1 2025 47

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Иванов В. А., Белокопытов В. Н. Океанография Черного моря. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. 212 с. EDN XPERZR.
- Seasonal, interannual, and mesoscale variability of the Black Sea upper layer circulation derived from altimeter data / G. Korotaev [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2003. Vol. 108, iss. C4. 3122. https://doi.org/10.1029/2002JC001508
- 3. *Овчинников И. М., Титов В. Б., Кривошея В. Г.* Новые данные о временной изменчивости течений по результатам многолетних измерений со стабилизированного буя на шельфе Черного моря // Доклады Академии наук СССР. 1986. Т. 286, № 5. С. 1250–1254.
- 4. *Кривошея В. Г., Москаленко Л. В., Титов В. Б.* К вопросу о режиме течений на шельфе северо-кавказского побережья Черного моря // Океанология. 2004. Т. 44, № 3. С. 358–363. EDN OWJTDR.
- 5. Серебряный А. Н., Лаврова О. Ю. Антициклонический вихрь на шельфе северо-восточной части Черного моря: совместный анализ космических снимков и данных акустического зондирования толщи моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2008. Т. 5, № 2. С. 206–215. EDN LVLRAK.
- Демышев С. Г., Евстигнеева Н. А. Моделирование мезо- и субмезомасштабных особенностей циркуляции у восточного берега Крыма на основе численного расчета // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2016. Т. 52, № 5. С. 628–638. EDN WORWMR. https://doi.org/10.7868/S0002351516050047
- О влиянии изменчивости течения в глубоководной зоне Черного моря на динамику вод узкого северокавказского шельфа / А. Г. Зацепин [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2016. № 3. С. 16–25. EDN WNAFSL. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2016-3-16-25
- Белокопытов В. Н., Никольский Н. В. Устойчивые антициклонические вихри у южного и западного побережья Крыма // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2015. № 1. С. 47–53. EDN VHGRAN.
- Кузнецов А. С. Среднемноголетняя сезонная изменчивость прибрежного течения у Южного берега Крыма в 2002–2020 годах // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 2. С. 151–164. EDN VKOPIF. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2022-2-151-164
- Кузнецов А. С., Иващенко И. К. Особенности формирования вдольбереговой циркуляции вод прибрежного экотона у южного побережья Крыма // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 2. С. 189–204. EDN GNXBSC. https:// doi.org/10.29039/0233-7584-2023- 2-189-204
- Иванов В. А., Кузнецов А. С., Морозов А. Н. Мониторинг циркуляции прибрежных вод у Южного берега Крыма // Доклады Академии наук. 2019. Т. 485, № 4. С. 507–510. EDN AOQDNJ. https://doi.org/10.31857/S0869-56524854507-510
- Вопросы теплового и динамического взаимодействия в системе море-атмосфера-суша Черноморского региона / Л. А. Ковешников [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2001. № 3. С. 9–52. EDN ZCNMDR.
- Ефимов В. В., Шокуров М. В., Барабанов В. С. Физические механизмы возбуждения ветровой циркуляции внутренних морей // Известия Академии наук. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38, № 2. С. 247–258.
- 14. Ефимов В. В., Барабанов В. С., Крупин А. В. Моделирование мезомасштабных особенностей атмосферной циркуляции в Крымском регионе Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2012. № 1. С. 64–74. EDN TGLDOL.
- 15. Иванов В. А., Янковский А. Е. Локальный динамический эксперимент в шельфовой зоне Южного берега Крыма // Океанология. 1993. Т. 33, № 1. С. 49–56.
- 16. Кузнецов А. С. Спектральные характеристики изменчивости ветра в прибрежной зоне Южного берега Крыма в 1997–2006 годах // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2023. № 2. С. 6–20. EDN XYCHJS. https://doi.org/10.29039/2413-5577-2023-2-6-20

- 17. *Кузнецов А. С.* Особенности межсезонной изменчивости вдольбереговой циркуляции ветра и прибрежного течения у Южного берега Крыма // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2024. № 1. С. 31–44. EDN EBWSKZ.
- Мониторинг прибрежной зоны на Черноморском экспериментальном подспутниковом полигоне. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2014. 526 с. EDN TZMZJT.
- Тимченко И. Е., Игумнова Е. М. Управление эколого-экономическими процессами в интегральной модели прибрежной зоны моря // Морской гидрофизический журнал. 2011. № 1. С. 48–66. EDN TMJWST.
- Information Resources of Marine Hydrophysical Institute, RAS: Current State and Development Prospects / T. M. Bayankina [et al.] // Processes in GeoMedia Volume II / Ed. T. Chaplina. Cham : Springer, 2021. P. 187–197. (Springer Geology Series). https://doi.org/10.1007/978-3-030-53521-6_22
- Озмидов Р. В. Некоторые данные о крупномасштабных характеристиках поля горизонтальных компонент скорости в океане // Известия Академии наук СССР. Серия геофизическая. 1964. № 11. С. 1708–1719.
- Korotaev G. K., Saenko O. A., Koblinsky C. J. Satellite altimetry observations of the Black Sea level // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2001. Vol. 106, iss. C1. P. 917–933. https://doi.org/10.1029/2000JC900120
- 23. Полонский А. Б. Роль океана в изменениях климата. Киев : Наукова думка, 2008. 182[1] с.
- 24. *Пальмен* Э., *Ньютон* Ч. Циркуляционные системы атмосферы. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1973. 615 с.
- The role of the oceans in climate / G. R. Bigg [et al.] // International Journal of Climatology. 2003. Vol. 23, iss. 10. P. 1127–1159. https://doi.org/10.1002/joc.926
- 26. *Шулейкин В. В., Ершова Н. Д.* Причина периодических колебаний режима атлантических течений // Доклады Академии наук СССР. 1936. Т. I (X), № 5. С. 217–222.
- 27. *Монин А. С., Шишков Ю. А.* О пятилетней цикличности глобальной погоды // Доклады Академии наук. 1998. Т. 358, № 3. С. 395–398.
- 28. Сизов А. А., Белокопытов В. Н. Особенности гидрометеорологических и гидрологических полей Черного моря в фазу спада 11-летнего цикла солнечной активности // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2004. № 10. С. 109–118. EDN YMTPET.
- 29. Cliver E. W., Boriakoff V., Bounar K. H. The 22-year cycle of geomagnetic and solar wind activity // Journal of Geophysical Research: Space Physics. 1996. Vol. 101, iss. A12. P. 27091–27109. https://doi.org/10.1029/96JA02037
- 30. *Михалев А. В., Медведева И. В.* Солнечные циклы в вариациях атмосферной эмиссии 557,7 нм // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22, № 9. С. 896–900. EDN KUSCTZ.
- Apostolov E. M., Altadill D., Todorova M. The 22-year cycle in the geomagnetic 27-day recurrences reflecting on the F2-layer ionization // Annales Geophysicae. 2004. Vol. 22, iss. 4. P. 1171–1176. https://doi.org/10.5194/angeo-22-1171-2004

Об авторах:

Кузнецов Александр Сергеевич, ведущий научный сотрудник, заведующий отделом гидрофизики шельфа, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат технических наук, SPIN-код: 1838-7191, ORCID ID: 0000-0002-5690-5349, Scopus Author ID: 57198997777, kuznetsov as@mhi-ras.ru

Иващенко Игорь Кондратьевич, старший научный сотрудник, отдел гидрофизики шельфа, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат экономических наук, SPIN-код: 7626-4616, journal@mhi-ras.ru Научная статья

УДК 551.587:546-123 EDN: DWHUBR

Соединения азота и фосфора в атмосферных выпадениях г. Севастополя в 2015–2023 годах

А. В. Вареник

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия [™] alla.varenik@mhi-ras.ru

Поступила в редакцию 24.06.2024; одобрена после рецензирования 08.07.2024; принята к публикации 20.11.2024.

Аннотация

Цель. Оценены многолетние изменения концентрации и потока биогенных элементов (неорганического азота и неорганического фосфора) с атмосферными выпадениями в г. Севастополе. Методы и результаты. В течение 2015-2023 гг. в г. Севастополе отбирались атмосферные выпадения и анализировались на содержание растворенных форм неорганического азота (нитратного, нитритного и аммонийного) и фосфатов. Пробы отбирались за каждый случай выпадения осадков в два осадкосборника – открытый и закрытый. Лабораторный анализ проб осуществлялся в ФГБУН ФИЦ «Морской гидрофизический институт РАН». Всего было проанализировано 1264 пробы атмосферных выпадений. Максимальное содержание биогенных элементов определялось в пробах с минимальным количеством осадков либо после длительного сухого периода. Концентрации неорганических форм азота в пробах из открытого осадкосборника были выше концентраций из закрытого в 1,3 раза. Содержание фосфатов в открытом осадкосборнике в три раза превышало их содержание в закрытом. Повышенные концентрации аммонийного азота в атмосферных выпадениях определялись в весенний период, в то время как нитратного азота – в осенне-зимний. Поступление фосфатов с пробами из открытого осадкосборника достигало максимальной величины в осенний период и превышало поступление в зимнее время в 2,3 раза.

Выводы. Многолетнее изменение потока неорганического азота имеет квазипериодический характер с максимумом поступления в 2017 г. и минимумом – в 2019–2020 гг. Максимальный поток фосфатов для проб из закрытого осадкосборника наблюдался в 2017–2018 гг., в то время как поток для проб из открытого осадкосборника в 2021–2022 гг. превосходил поток в 2017–2018 гг. в 1,5 раза. Годовой вклад атмосферных выпадений составил 9,4–11,5 % от речного стока для азота и 16,7–55,6 % – для фосфатов, в меженный период – 12–14 и 20–65 % соответственно.

Ключевые слова: атмосферные выпадения, биогенные элементы, неорганический азот, нитратный азот, аммонийный азот, фосфаты

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ по теме FNNN-2024-0001 «Фундаментальные исследования процессов, определяющих потоки вещества и энергии в морской среде и на ее границах, состояние и эволюцию физической и биогеохимической структуры морских систем в современных условиях». Автор выражает благодарность М. А. Мыслиной и Д. В. Тарасевич за помощь в получении данных.

Для цитирования: *Вареник А. В.* Соединения азота и фосфора в атмосферных выпадениях г. Севастополя в 2015–2023 годах // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 1. С. 50–65. EDN DWHUBR.

© Вареник А. В., 2025

Nitrogen and Phosphorus Compounds in Atmospheric Deposition in Sevastopol, 2015–2023

A. V. Varenik

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

Abstract

Purpose. The purpose of the work is to estimate the long-term variations in concentration and flux of nutrients (inorganic nitrogen and inorganic phosphorus) in atmospheric deposition in Sevastopol.

Methods and Results. During 2015–2023, the samples of atmospheric deposition in Sevastopol were collected to analyze the concentration of dissolved forms of inorganic nitrogen (nitrate, nitrite and ammonium) and phosphorus. For each precipitation event, two types of samplers were used – the open and wet-only ones. Laboratory analysis of the collected samples was carried out in FSBSI FRC "Marine Hydrophysical Institute". A total of 1264 samples of atmospheric deposition were analyzed. The maximum content of nutrients was determined in the samples with minimum precipitation amount, or after a long dry period. The concentrations of inorganic forms of nitrogen from the open sampler were 1.3 times higher than those from the wet-only one. The phosphorus content in the open sampler exceeded that in the wet-only one by 3 times. The increased concentrations of ammonium in atmospheric deposition were revealed in spring, while those of nitrates – in fall-winter. The phosphorus flux in the samples from the open sampler reached its maximum value in autumn and exceeded the winter flux by 2.3 times.

Conclusions. The long-term variation in inorganic nitrogen flux is of a quasi-periodic pattern: its maximum flux was observed in 2017, and the minimum one – in 2019–2020. The maximum phosphorus flux in the samples from the wet-only sampler was noted in 2017–2018, whereas the phosphorus flux in the samples from the open sampler in 2021–2022 exceeded the flux in 2017–2018 by 1.5 times. As for inorganic nitrogen, its annual contribution to atmospheric deposition amounted 9.4-11.5 % of a river runoff, and as for phosphorus – 16.7–55.6 %. During the low-water period, these values were 12-14 % and 20-65%, respectively.

Keywords: atmospheric deposition, nutrients, inorganic nitrogen, nitrates, ammonium, phosphorus

Acknowledgements: The investigation was carried out within the framework of state assignment of FSBSI FRC MHI on theme FNNN 2024-0001 "Fundamental studies of the processes which determine the fluxes of matter and energy in marine environment and at its boundaries, the state and evolution of physical and biogeochemical structure of marine systems in modern conditions". The author is grateful to M. A. Myslina and D. V. Tarasevich for their assistance in obtaining the data.

For citation: Varenik, A.V., 2025. Nitrogen and Phosphorus Compounds in Atmospheric Deposition in Sevastopol, 2015–2023. *Physical Oceanography*, 32(1), pp. 84-98.

Введение

Атмосферные осадки являются одним из основных источников различных химических компонентов для многих экосистем. В свою очередь, на состав самих осадков значительно влияет деятельность человека. Состав дождевой воды играет важную роль в поглощении растворимых компонентов из атмосферы и помогает нам понять относительный вклад различных источников атмосферных загрязнителей [1]. Городские районы более подвержены проблемам, связанным с атмосферным осаждением крупно- и мелкодисперсных частиц, что в значительной степени обусловлено высокой плотностью транспортных средств и наличием крупных промышленных предприятий [2]. Согласно [1] рост выбросов загрязняющих веществ в атмосферу, главным образом диоксида серы, оксидов азота, летучих органических соединений и аэрозолей, связан в первую очередь с увеличением численности городского населения и сопутствующим ростом использования различных типов транспорта.

В городах существует множество источников загрязнения атмосферы, таких как промышленная деятельность, пыль с дорог и строительных площадок, сжигание ископаемого топлива и т. д. Исследования показали связь между урбанизацией и увеличением темпов атмосферного осаждения как неорганического азота [3], так и неорганического фосфора [4]. Авторы работы [4] зафиксировали повышенные объемы выпадения фосфатов в г. Рио-Гранде по сравнению с близлежащей сельской местностью и объясняют наблюдаемые различия антропогенным влиянием крупного предприятия по производству удобрений, расположенного в городе.

Деятельность человека, в частности сжигание ископаемого топлива, синтез и применение азотных удобрений, привела к увеличению выбросов оксида серы (SO_x), оксидов азота (NO_x) и аммиака (NH₃) в атмосферу. В совокупности эти выбросы приводят к повышенному уровню атмосферного осаждения серы и азота на наземные и водные экосистемы [5–7]. В наземных экосистемах избыточное атмосферное выпадение серы и азота может привести к подкислению почв, истощению основных катионов, изменению доступности питательных веществ в почве и их дисбалансу в растительности, а также к потере биоразнообразия, подкислению и эвтрофикации близлежащих водных экосистем [8, 9].

Основными источниками азота в воздухе и атмосферных выпадениях являются: выбросы от животноводства в результате использования навоза и минеральных удобрений на полях, катализаторов в транспортных средствах (аммонийный азот), выбросы оксидов азота в результате различных процессов сгорания, работы химической промышленности, судоходство и т. д. (нитратный азот) [10]. Вследствие усиления антропогенной деятельности, такой как вырубка лесов, сжигание ископаемого топлива и индустриализация, глобальные выбросы азота увеличились со времен доиндустриальной эпохи [11].

Известно, что содержание фосфора в атмосфере в целом пропорционально общей запыленности воздуха и сильно колеблется [12]. Природными источниками фосфора в атмосфере в основном являются ветровая эрозия почвенного покрова, а также генерация биогенных аэрозолей растительностью (споры, пыльца, растительные остатки). Дополнительно фосфор попадает в атмосферу при вулканических извержениях и разрушении воздушных пузырьков на поверхности водоемов, а также при горении растительности. Антропогенными источниками фосфора являются производство фосфорных удобрений и агротехнические работы, связанные с внесением этих удобрений в почву, металлургические производства, сжигание ископаемого топлива, огнезащитные средства, отходы производства, строительная пыль и дорожный мусор [8, 12-14]. Причем в городах количество этих источников обычно больше, чем в близлежащих сельских районах [15, 16]. Авторы работы [17] наблюдали более высокие уровни выпадения неорганического фосфора в индийском городе Раджгхате по сравнению с сельской местностью, что было объяснено городским землепользованием и сжиганием биомассы. В других исследованиях [18] ученые

объясняли повышенное поступление фосфора в городскую атмосферу применением удобрений, содержащих фосфаты, выветриванием из добываемых горных пород, а также сжиганием ископаемого топлива и растительной биомассы.

Значительное количество твердых частиц, содержащих в том числе неорганический азот и фосфор, может попадать в атмосферу в результате не только деятельности промышленного и транспортного комплекса, но и лесных пожаров. В частности, такие пожары становятся основными источниками антропогенных выбросов газов и аэрозолей в сухой сезон в центральных и северных районах Бразилии [19], нанося ущерб экосистемам и снижая качество воздуха.

Изучение химического состава атмосферных осадков представляет собой важный подход к оценке уровня загрязнения воздуха, поскольку благодаря эффективному процессу очистки осадками загрязняющие вещества удаляются из атмосферы и переносятся в другие экосистемы, такие как почва, водоемы (озера, реки, подземные воды), леса и т. д.

Целью данного исследования являлось изучение многолетних изменений концентрации и потоков биогенных элементов (неорганического азота и неорганического фосфора) с атмосферными выпадениями в г. Севастополе и оценка их влияния на акваторию Севастопольской бухты.

Методы

Район отбора проб атмосферных выпадений

Точка отбора проб атмосферных выпадений расположена в г. Севастополе (рис. 1) на берегу Севастопольской бухты.



Рис. 1. Расположение пункта отбора проб атмосферных выпадений (URL: https://archsochi.ru/2021/04/konczepcziya-razvitiya-infrastruktury-yahtinga-i-pribrezhnogo-morskogo-passazhirskogo-soobshheniya-na-azovo-chernomorskom-poberezhe-krasnodarskogo-kraya-2/)
Fig. 1. Location of sampling site (https://arch-sochi.ru/2021/04/konczepcziya-razvitiya-infrastruktury-yahtinga-i-pribrezhnogo-morskogo-passazhirskogo-soobshheniya-na-azovo-chernomorskogo-passazhirskogo-soobshheniya-na-azovo-chernomorskogo-passazhirskogo-soobshheniya-na-azovo-chernomorskogo-passazhirskogo-soobshheniya-na-azovo-chernomorskogo-passazhirskogo-soobshheniya-na-azovo-chernomorskogo-passazhirskogo-soobshheniya-na-azovo-chernomorskogo-passazhirskogo-soobshheniya-na-azovo-chernomorskogo-passazhirskogo-soobshheniya-na-azovo-chernomorskogo-passazhirskogo-soobshheniya-na-azovo-chernomorskogo-passazhirskogo-soobshheniya-na-azovo-chernomorskogo-passazhirskogo-soobshheniya-na-azovo-chernomorskogo-passazhirskogo-soobshheniya-na-azovo-chernomorskogo-passazhirskogo-soobshheniya-na-azovo-chernomorskogo-passazhirskogo-soobshheniya-na-azovo-chernomorskogo-passazhirskogo-soobshheniya-na-azovo-chernomorskom-poberezhe-krasnodarskogo-kraya-2/)

Город Севастополь находится на берегу Черного моря в юго-западной части Крымского п-ова. Согласно Главному управлению природных ресурсов и экологии города Севастополя (Севприроднадзор), климат в Севастополе сравнительно мягкий, морской, умеренно-континентальный в предгорьях, умеренно-континентальный с чертами субтропического средиземноморского типа на юго-восточном побережье. Атмосферные осадки в Севастополе выпадают неравномерно: от 300 до 500 мм/год. Количество осадков в холодный период больше, чем в теплый. Самым сухим месяцем является июль.

Отбор проб атмосферных выпадений

Отбор проб осуществлялся в два типа осадкосборников – открытый и закрытый. Для отбора проб влажных атмосферных осадков без влияния сухих выпадений на концентрацию биогенных элементов использовался автоматический осадкосборник с датчиком осадков, разработанный и изготовленный в ФГБУН Институт оптики атмосферы им. В. Е. Зуева Сибирского отделения РАН (г. Томск) и соответствующий требованиям Всемирной метеорологической организации (англ. WMO). В качестве открытого осадкосборника для оценки вклада сухих выпадений использовался осадкомер Третьякова.

Отбор единичных проб атмосферных выпадений проводился за каждый случай выпадения осадков. Согласно требованиям руководящего документа¹, если осадки выпадали с небольшим перерывом (менее 1 ч) и при неизменной облачности, их отбирали в одну емкость. При перерыве более 1 ч осадки собирали как отдельные пробы. Отобранные пробы переливались из осадкосборников в полиэтиленовые емкости и замораживались для дальнейшего проведения химического анализа. Каждая емкость сопровождалась необходимой информацией: на этикетку наносились тип осадкосборника, дата выпадения осадков, данные о температуре воздуха, скорости и направлении ветра, атмосферном давлении, относительной влажности воздуха на момент начала осадков, а также количество выпавших осалков.

Методы химического анализа

Лабораторный анализ проб атмосферных выпадений осуществлялся в ФГБУН ФИЦ «Морской гидрофизический институт РАН». В отобранных пробах, объем которых был достаточен для проведения химического анализа, определялось содержание неорганических форм азота (нитратного, нитритного и аммонийного) и неорганического фосфора.

Для определения концентрации ионов аммония использовался модифицированный метод Сэджи – Солорзано [20], основанный на фенолгипохлоритной реакции с образованием индофенола. Диапазон концентраций, согласно методу, составлял 0,1-15,0 мкМ, погрешность метода ± 12 %. Содержание нитритов и суммы нитритов и нитратов определяли согласно методике (РД 52.10.745-2020) спектрофотометрическим методом на проточном автома-

¹ Руководство по контролю загрязнения атмосферы : РД 52.04.186-89 : утв. Заместителем председателя Госкомгидромета СССР Ю. С. Цатуровым 1 июня 1989 г. и Главным государственным санитарным врачом СССР А. И. Кондрусевым 16.05.1989 : ввод. в действие с 01.07.1991. M., 1991. 694 c. 54

тическом анализаторе биогенных элементов Scalar San⁺⁺ (Нидерланды). Минимальная определяемая концентрация составляет, согласно методике, 0,07 мкМ, погрешность метода ±20 %. Определение содержания фосфатов проводили фотометрически согласно методике², основанной на образовании голубого фосфорномолибденового комплекса. Минимальная определяемая концентрация фосфатов – 0,05 мкМ, погрешность ±10 %.

Данные о концентрации биогенных элементов в атмосферных выпадениях в пробах были обработаны методами математической статистики с опорой на требования РД 52.04.186-89.

В отобранных атмосферных выпадениях нитриты обнаруживались в намного более низких концентрациях, чем нитраты и аммонийный азот, их вклад в общее поступление неорганического азота составил около 2 %. Поэтому в работе в качестве неорганического азота рассматривается суммарная концентрация нитратов и аммонийного азота.

Расчет поступления биогенных элементов

В качестве средней характеристики поступления неорганического азота и фосфатов в данной работе используется средневзвешенная концентрация (C_{vwm}) , рассчитанная по формуле

$$C_{\rm vwm} = \sum C_{\rm i} \cdot R_i / \sum R_i,$$

где C_{vwm} – средневзвешенная концентрация, мкМ; C_i – измеренная концентрация в одной пробе, мкМ; *R_i* – измеренное количество осадков для каждого отдельного случая дождя, мм.

Поток растворенных биогенных элементов рассчитывался как произведение средневзвешенной концентрации за определенный период и количества выпавших осадков в соответствии с уравнением

$$F = C_{\text{vwm}} \cdot R$$
,

где F – поток рассматриваемого элемента с атмосферными выпадениями за период (месяц, сезон, год), м M/M^2 ·сезон, м M/M^2 ·год; R – суммарное количество осадков для расчетного периода, мм.

Результаты и обсуждение

Количество отобранных проб

Пробы в г. Севастополе отбирались на круглосуточно работающей метеостанции, что позволило получить массив данных из 1264 проб. Гистограмма распределения количества проанализированных проб по годам представлена на рис. 2.

² Methods of seawater analysis / Eds. K. Grasshoff, M. Ehrhardt, K. Kremling. Weinheim : Verlag Chemie, 1983. 419 p.



Р и с. 2. Количество проб атмосферных выпадений, отобранных в открытый и закрытый осад-косборники в г. Севастополе

F i g. 2. Amount of atmospheric deposition samples collected in the open and wet-only samplers in Sevastopol

Количество осадков

На рис. 3 показано распределение суммарного количества осадков по годам и сезонам, полученное на основе отобранных проб.





F i.g. **3.** Cumulative interannual (*a*) and seasonal (*b*) distribution of precipitation amount in Sevastopol during the study period

Среднегодовое количество осадков в г. Севастополе составило 350,5 мм. Наименее влажным был 2020 г. В сезонном распределении количества выпавших осадков явно прослеживается снижение в весенне-летний период и возрастание в зимне-осенний. Наименьшее количество осадков выпадало в августе – суммарное количество атмосферных осадков в этом месяце с 2015 по 2023 г. в г. Севастополе составило 100,6 мм. Максимальное суммарное количество осадков за период 2015–2023 гг. было зафиксировано в июле и ноябре – 362,2 и 358,9 мм соответственно.

Концентрация биогенных элементов

Наши результаты показывают, что атмосферные выпадения являются важным источником поступления неорганического азота и фосфора на подстилающую поверхность. В табл. 1 представлены обобщенные данные о средневзвешенных концентрациях рассматриваемых биогенных элементов для различных типов осадкосборников.

> Таблица 1 Table 1

Концентрации растворенных биогенных элементов C_{vwm}, мкМ, в атмосферных осадках г. Севастополя Concentrations of dissolved nutrients C_{vwm}, µM, in atmospheric deposition in Sevastopol

Показатель / Characteristic	Закрытый осадкосборник / Wet-only sampler	Открытый осадкосборник / Open sampler
Нитратный азот / Nitrates	40,51	53,65
Аммонийный азот / Ammonium	34,38	36,03
Фосфаты / Phosphorus	0,38	1,21

Максимальные концентрации рассматриваемых биогенных элементов определялись в пробах с минимальным количеством осадков либо после длительного сухого периода. В более сухие месяцы в воздухе содержится больше пыли, поступающей в атмосферу с сухой подстилающей поверхности, а также в результате пылевого переноса. По-видимому, в сочетании с малым количеством выпадающих осадков, вымывающих загрязнение, это и могло привести к повышению концентраций биогенных элементов в таких пробах.

Средневзвешенная концентрация нитратов в атмосферных выпадениях превышала концентрацию аммонийного азота, превышение составило 18 % для проб из закрытого осадкосборника и 49 % – для открытого.

В целом концентрации биогенных элементов в пробах из открытого осадкосборника были выше концентраций из закрытого. Однако для неорганических форм азота это превышение было незначительным – 1,3 раза для нитратов и 1,05 раза для аммонийного азота. Концентрация фосфатов в открытом осадкосборнике превышала концентрацию в закрытом в три раза. Такую разницу можно объяснить различными происхождением и источниками этих элементов: азот является растворимым газом, в то время как источники фосфатов – это терригенные частицы, поскольку газовая форма соединений фосфора почти не

участвует в биогеохимическом цикле фосфора. Поэтому и влияние сухих аэрозолей на общее поступление фосфатов выше, чем для неорганического азота.

Поток биогенных элементов

Для района отбора проб были посчитаны сезонные и годовые значения потоков биогенных элементов с атмосферными выпадениями.

Сезонное изменение поступления биогенных элементов

Во внутригодовом изменении поступления нитратного азота с атмосферными выпадениями как из открытого, так и из закрытого осадкосборников прослеживается определенный сезонный ход – в осенне-зимний период поток возрастает, а в весенне-летний снижается. При этом поступление аммонийного азота максимально в весенний период (табл. 2).

> Таблица 2 Table 2

Сезонный поток растворенных биогенных элементов, мМ/(м²·сезон), с атмосферными выпадениями в г. Севастополе Seasonal flux of dissolved nutrients, mM·m⁻²·season⁻¹ in atmospheric deposition in Sevastopol

Сезон / Season	Нитратный азот /		Аммонийный азот /		Фосфаты /	
	Nitrates		Ammonium		Phosphorus	
	Закрытый	Открытый	Закрытый	Открытый	Закрытый	Открытый
	осадко-	осадко-	осадко-	осадко-	осадко-	осадко-
	сборник /	сборник /	сборник /	сборник /	сборник /	сборник /
	Wet-only	Open sam-	Wet-only	Open sam-	Wet-only	Open sam-
	sampler	pler	sampler	pler	sampler	pler
Зима /	37 56	44 98	26.82	29 33	0.30	0.56
Winter	57,50	,,,0	20,02	27,55	0,50	0,50
Весна /	28.25	36 59	31.42	32 27	0.33	1.08
Spring	28,25	50,57	51,72	52,27	0,55	1,00
Лето /	23 64	31 39	21.43	20.86	0.27	0.91
Summer	23,04	51,57	21,75	20,00	0,27	0,71
Oceнь / Fall	30,67	44,51	22,05	23,54	0,28	1,32

Увеличение концентрации аммонийного азота в теплый период может быть обусловлено жизнедеятельностью животных и растений (распад мочевины, реакции денитрификации ³ [21], а также, вероятно, может быть связано с сезонной интенсификацией рекреационной нагрузки.

Поступление фосфатов с атмосферными выпадениями в г. Севастополе было на порядок меньше поступления неорганического азота. Однако, как и для аммонийного азота, поток неорганического фосфора возрастал от зимы к весне. Возможно, это связано с сочетанием факторов, оказывающих максимальное влияние в конце весны, таких как отложения пыльцы, микробная активность, осаждение насекомых, а также использование удобрений, которые

³ Бримблкумб П. Состав и химия атмосферы / пер. с англ. А. Г. Рябошапко. М. : Мир, 1988. 351 c. 58

в виде аэрозолей могли попадать в воздух, а затем оседать [22, 23]. При этом поступление фосфатов с пробами из открытого осадкосборника достигало максимальной величины в осенний период и превышало поступление в зимнее время в 2,3 раза.

Межгодовое изменение поступления биогенных элементов

Годовой поток биогенных элементов изменялся в течение периода исследования в зависимости от количества выпавших осадков и среднегодовой концентрации. Среднегодовое значение потока нитратного азота для закрытого осадкосборника составило 13,2 мМ/м² в год, для открытого – 17,5 мМ/м² в год. Для аммонийного азота среднегодовые значения потока составили 11,2 и 11,8 мМ/м² в год для закрытого и открытого осадкосборников соответственно.

На рис. 4 показано межгодовое изменение поступления нитратного и аммонийного азота, а также фосфатов с атмосферными выпадениями.





F i g. 4. Interannual variation of inorganic nitrogen flux in Sevastopol based on the wet-only (a) and open (b) samplers, and that of phosphorus based on the wet-only (c) and open (d) samplers. The dotted lines show the trend lines

Для проб, отобранных в закрытый осадкосборник, наблюдается квазипериодическое изменение потока неорганических форм азота (как нитратного, так и аммонийного) с максимумом поступления в 2017 г. (рис. 4, *a*). Изменение потока нитратного азота с пробами, отобранными в постоянно открытый осадкосборник (рис. 4, *b*), не имеет четкой тенденции, в то время как для аммонийного азота квазипериодичность сохраняется. При этом различие между максимальным и минимальным годовым поступлением неорганических форм азота достигало почти двукратной величины.

Среднегодовые значения потока неорганического фосфора для закрытого и открытого осадкосборников составили 0,13 и 0,43 мМ/м² в год соответственно. Межгодовое изменение потока фосфатов с атмосферными выпадениями (рис. 4, *c*, *d*) в целом также имеет определенную квазипериодичность с минимальными значениями в 2019–2020 гг. Для проб из закрытого осадкосборника максимальный поток фосфатов наблюдался в 2017–2018 гг., однако для проб из открытого – поток в 2021–2022 гг. превосходил поток в 2017–2018 гг. почти в 1,5 раза. При этом минимальный и максимальный поток элемента для закрытого осадкосборника различаются примерно в три раза, для открытого – в семь раз, хотя количество осадков в эти периоды (рис. 3, *a*) различалось не столь значительно. Вероятно, такая разница может быть связана с влиянием дальнего пылевого переноса, способствующего повышенному содержанию фосфатов в атмосферном воздухе.

Помимо урбанизации, на концентрацию фосфора в атмосфере влияют климатические условия. Например, в работе [24] показана положительная связь между температурой воздуха и концентрацией общего фосфора в атмосфере в г. Гамильтоне (Канада), но значимой связи между среднегодовым количеством осадков и концентрацией фосфора обнаружено не было. Авторы работы [25] выявили, что разница между темпами атмосферного осаждения фосфора в городских и сельских районах положительно связана со среднегодовой температурой.

Мы также провели анализ зависимости межгодового изменения потока фосфатов и неорганического азота от среднегодовой температуры воздуха. В результате было получено, что связь потоков биогенных элементов с атмосферными выпадениями и температуры воздуха статистически незначима. При этом наблюдалась статистически значимая положительная корреляция между потоком биогенных элементов и количеством выпавших осадков и значимая отрицательная корреляция между концентрацией элементов и количеством осадков, что подтверждает полученные нами ранее результаты [26].

Соотношение нитратов/аммония

Несмотря на незначительное (в целом) превышение содержания нитратного азота в атмосферных осадках над аммонийным, ярко выделяются сезонные различия в их концентрации (рис. 5).

Повышенное отношение нитратного азота к аммонийному в атмосферных осадках отмечается в холодный период года, что может быть обусловлено дополнительными выбросами оксидов азота в воздух с началом отопительного сезона [27]. В весенне-летний период в пробах из закрытого осадкосборника за счет незначительного снижения концентрации нитратного азота и увеличения поступления аммонийного – соотношение NO_3^-/NH_4^+ в атмосферных выпадениях меньше единицы или слегка ее превышает. Начиная с осени это соотношение достигает 1,4 и сохраняется на этом уровне в зимний сезон. Для проб из открытого осадкосборника тенденция сохраняется, однако значение самого соотношения в осенний сезон достигает 1,9.



Р и с. 5. Сезонное изменение соотношения минеральных форм азота в г. Севастополе в пробах из закрытого (*a*) и открытого (*b*) осадкосборников. Красной линией показано соотношение, равное 1, штриховыми – линии тренда

F i.g. 5. Seasonal variation of the mineral forms of nitrogen in Sevastopol based on the samples from the wet-only (a) and open (b) samplers. Red line shows the ratio value equal to 1. The dotted lines show the trend lines

Поступление биогенных элементов с атмосферными выпадениями на акваторию Севастопольской бухты

Согласно [28, 29] атмосферные выпадения являются важным компонентом круговорота и перераспределения различных химических веществ на поверхности водоемов и поэтому играют фундаментальную роль в прибрежных биогеохимических процессах. Поступление биогенных элементов из атмосферы является важной приходной статьей баланса морей и океанов. Причем часто поступление из этого источника превышает вынос с речным стоком [30]. В свою очередь, гидрохимия осадков в значительной степени определяется атмосферными выбросами и, следовательно, напрямую связана как с природной, так и с антропогенной деятельностью [31]. Поэтому количественная и качественная оценка выпадения осадков и различных примесей вместе с ними является важной характеристикой для лучшего понимания антропогенного влияния на эти биогеохимические процессы. Это имеет также практическое значение, поскольку загрязненные атмосферные осадки могут оказать негативное воздействие на местную фауну и флору, здоровье человека и т. д. [31].

Большинство городов расположено в прибрежных районах и по берегам рек [32], что делает прибрежные водные экосистемы уязвимыми для стока различных веществ. По мере роста городского развития важно понимать, как урбанизация может повлиять на атмосферное поступление биогенных элементов. Поэтому нами было определено влияние на Севастопольскую бухту поступления неорганического азота и фосфора с атмосферными выпадениями.

Количество неорганического азота и фосфатов, поступающих с атмосферными выпадениями на акваторию Севастопольской бухты, можно оценить исходя из площади бухты (7,96 км²) и рассчитанных потоков этих элементов.

Среднегодовой поток неорганического азота с атмосферными выпадениями составляет 24,4 мМ/м² в год для закрытого осадкосборника и 29,7 мМ/м² в год – для открытого. Значения потоков фосфатов в среднем составляют 0,13 и 0,43 мМ/м² в год для закрытого и открытого осадкосборников соответственно. Следовательно, рассчитанное по нашим данным поступление неорганического азота на акваторию бухты будет равным 2,6–3,2 т/год, фосфатов – 0,03–0,1 т/год.

По данным из работы [33], среднемноголетний вынос биогенных элементов в Севастопольскую бухту из р. Черной составляет 27,8 т/год для неорганического азота и 0,18 т/год для неорганического фосфора. Следовательно, вклад атмосферных осадков составляет 9,4–11,5 % от речного стока для азота и 16,7–55,6 % – для фосфатов. Однако вынос биогенных элементов с речным стоком в маловодный период существенно меньше – 10,16 т/год (неорганический азот) и 0,08 т/год (неорганический фосфор). Поэтому и влияние атмосферных осадков как источника поступления биогенных элементов будет более значимым. По нашим расчетам, вклад атмосферных выпадений по сравнению с речным стоком в меженный период достигает 12–14 % для неорганического азота и 20–65 % для фосфатов.

Все большее признание получает тот факт, что атмосферные поступления фосфора являются значительным источником фосфора для наземных, пресноводных и морских экосистем [8]. Результаты, полученные в нашей работе, подтверждают эти данные: несмотря на меньшее по сравнению с неорганическим азотом содержание фосфатов в атмосферных выпадениях, их вклад в бюджет неорганического фосфора в водах Севастопольской бухты выше, чем для азота. При этом фосфор является необходимым элементом для всех организмов и может ограничивать первичную продуктивность, но в избыточном количестве фосфаты могут просачиваться из наземных в пресноводные и морские экосистемы, приводя к эвтрофикации и к снижению содержания растворенного кислорода [9].

Заключение

В представленной работе рассмотрено многолетнее за 2015–2023 гг. изменение концентрации и потока биогенных элементов (неорганического азота и неорганического фосфора) с атмосферными выпадениями в г. Севастополе.

Показано, что атмосферные выпадения являются важным источником поступления неорганического азота и фосфора на подстилающую поверхность. Максимальные концентрации рассматриваемых биогенных элементов определялись в пробах с минимальным количеством осадков либо после длительного сухого периода.

В целом концентрации биогенных элементов в пробах из открытого осадкосборника были выше, чем из закрытого. Однако для неорганических форм азота это превышение было незначительным, в то время как концентрация фосфатов в открытом осадкосборнике троекратно превышала их концентрацию в закрытом.

Во внутригодовом изменении поступления нитратного азота с атмосферными выпадениями прослеживается определенный сезонный ход – в осеннезимний период поток возрастает, а в весенне-летний снижается. Поступление аммонийного азота максимально в весенний период. Поступление фосфатов с атмосферными выпадениями в г. Севастополе было на порядок меньше поступления неорганического азота. Однако, поток неорганического фосфора, как и аммонийного азота, возрастал от зимы к весне.

Годовой поток биогенных элементов изменялся в течение периода исследования в зависимости от количества выпавших осадков и среднегодовой концентрации. Среднегодовое значение потока нитратного азота для закрытого осадкосборника составило 13,2 ммоль/м² в год, для открытого – 17,5 ммоль/м² в год. Для аммонийного азота среднегодовые значения потока составили 11,2 и 11,8 ммоль/м² в год для закрытого и открытого осадкосборников соответственно. Среднегодовой поток неорганического фосфора для закрытого и открытого осадкосборников составил 0,13 и 0,43 ммоль/м² в год соответственно.

Было определено влияние на Севастопольскую бухту поступления неорганического азота и фосфора с атмосферными выпадениями. Вклад атмосферных осадков составил 9,4–11,5 % от речного стока для азота и 16,7–55,6% – для фосфатов. Однако вынос биогенных элементов с речным стоком в маловодный период существенно меньше, поэтому и влияние атмосферных осадков как источника поступления биогенных элементов более значительно и составляет 12–14 % для неорганического азота и 20–65 % – для фосфатов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Atmospheric precipitation and chemical composition of an urban site, Guaíba hydrographic basin, Brazil / D. Migliavacca [et al.] // Atmospheric Environment. 2005. Vol. 39, iss. 10. P. 1829–1844. https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2004.12.005
- Fornaro A., Gutz I. G. R. Wet deposition and related atmospheric chemistry in the São Paulo metropolis, Brazil. Part 3: Trends in precipitation chemistry during 1983–2003 // Atmospheric Environment. 2006. Vol. 40, iss. 30. P. 5893–5901. https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2005.12.007
- Decina S. M, Hutyra L. R, Templer P. H. Hotspots of nitrogen deposition in the world's urban areas: a global data synthesis // Frontiers in Ecology and the Environment. 2020. Vol. 18, iss. 2. P. 92–100. https://doi.org/10.1002/fee.2143
- An assessment of the chemical composition of precipitation and throughfall in rural-industrial gradient in wet subtropics (southern Brazil) / M. R. Casartelli [et al.] // Environmental Monitoring and Assessment. 2008. Vol. 144. P. 105–116. https://doi.org/10.1007/s10661-007-9949-y
- 5. The global nitrogen cycle in the twenty-first century / D. Fowler [et al.] // Philosophical Transactions of the Royal Society B. 2013. Vol. 368, iss. 1621. 20130164. http://dx.doi.org/10.1098/rstb.2013.0164
- Atmospheric deposition of carbon and nutrients across an arid metropolitan area / K. A. Lohse [et al.] // Science of The Total Environment. 2008. Vol. 402, iss. 1. P. 95–105. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2008.04.044
- Atmospheric organic nitrogen deposition in strategic water sources of China after COVID-19 lockdown / Y. Yang [et al.] // International Journal of Environmental Research and Public Health. 2022. Vol. 19, iss. 5. 2734. https://doi.org/10.3390/ijerph19052734
- Decina S. M., Templer P. H., Hutyra L. R. Atmospheric inputs of nitrogen, carbon, and phosphorus across an urban area: unaccounted fluxes and canopy influences // Earth's Future. 2018. Vol. 6, iss. 2. P. 134–148. https://doi.org/10.1002/2017EF000653
- Sumathi M., Vasudevan N. Role of phosphate in eutrophication of water bodies and its remediation // Journal of Chennai Academy of Sciences. 2019. Vol. 1. P. 65–86.
- Wet deposition of ammonium, nitrate and sulfate in the Netherlands over the period 1992– 2008 / E. Van der Swaluw [et al.] // Atmospheric Environment. 2011. Vol. 45, iss. 23. P. 3819– 3826. https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2011.04.017
- Singh A., Gandhi N., Ramesh R. Contribution of atmospheric nitrogen deposition to new production in the nitrogen limited photic zone of the northern Indian Ocean // Journal of Geophysical Research: Ocean. 2012. Vol. 117, iss. C6. C06004. https://doi.org/10.1029/2011JC007737
- 12. Савенко В. С., Савенко А. В. Геохимия фосфора в глобальном гидрологическом цикле. М. : ГЕОС, 2007. 247 с.

- Global distribution of atmospheric phosphorus sources, concentrations and deposition rates, and anthropogenic impacts / N. Mahowald [et al.] // Global Biogeochemical Cycles. 2008. Vol. 22, iss. 4. GB4026. https://doi.org/10.1029/2008GB003240
- Bioaerosols and dust are the dominant sources of organic P in atmospheric particles / K. Violaki [et al.] // npj Climate and Atmospheric Science. 2021. Vol. 4. 63. https://doi.org/10.1038/s41612-021-00215-5
- Dadashpoor H., Azizi P., Moghadasi M. Land use change, urbanization, and change in landscape pattern in a metropolitan area // Science of The Total Environment. 2019. Vol. 655. P. 707–719. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.11.267
- A comparative analysis of urban and rural construction land use change and driving forces: Implications for urban-rural coordination development in Wuhan, Central China / Y. Liu [et al.] // Habitat International. 2015. Vol. 47. P. 113–125. https://doi.org/10.1016/j.habitatint.2015.01.012
- Yadav A., Pandey J. Contribution of point sources and non-point sources to nutrient and carbon loads and their influence on the trophic status of the Ganga River at Varanasi, India // Environmental Monitoring and Assessment. 2017. Vol. 189. 475. https://doi.org/10.1007/s10661-017-6188-8
- Terrestrial phosphorus limitation: mechanisms, implications, and nitrogen-phosphorus interactions / P. M. Vitousek [et al.] // Ecological Applications. 2010. Vol. 20, iss. 1. P. 5–15. https://doi.org/10.1890/08-0127.1
- Deriving global quantitative estimates for spatial and temporal distributions of biomass burning emissions / C. Liousse [et al.] // Emissions of Atmospheric Trace Compounds / C. Granier, P. Artaxo, C. E. Reeves (eds.). Dordrecht : Springer, 2004. (Advances in Global Change Research ; vol. 18). P. 71–113. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-2167-1_3
- Solórzano L. Determination of ammonia in natural waters by the phenolhypochlorite method // Limnology and Oceanography. 1969. Vol. 14, iss. 5. P. 799–801. https://doi.org/10.4319/lo.1969.14.5.0799
- Динамика содержания минеральных форм азота в водотоках и атмосферных осадках поселка Листвянка (Южный Байкал) / Н. С. Чебунина [и др.] // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». 2018. Т. 24. С. 124–139. EDN XQRFOP. https://doi.org/10.26516/2073-3402.2018.24.124
- 22. *Bettez N. D., Groffman P. M.* Nitrogen deposition in and near an urban ecosystem // Environmental Science and Technology. 2013. Vol. 47, iss. 11. P. 6047–6051. https://doi.org/10.1021/es400664b
- Effects of tree dieback on lake water acidity in the unmanaged catchment of Plešné Lake, Czech Republic / J. Kopáček [et al.] // Limnology and Oceanography. 2019. Vol. 64, iss. 4. P. 1614– 1626. https://doi.org/10.1002/lno.11139
- 24. Temporal trends of phosphorus in urban atmospheric aerosols / V. I. Furdui [et al.] // Canadian Journal of Chemistry. 2022. Vol. 100, no. 7. P. 538–544. https://doi.org/10.1139/cjc-2021-0220
- 25. Blake K., Templer P. H. Interacting effects of urbanization and climate on atmospheric deposition of phosphorus around the globe: A meta-analysis // Atmospheric Environment. 2023. Vol. 309. 119940. https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2023.119940
- 26. Вареник А. В. Применение метода Брандона для оценки содержания неорганического азота в атмосферных осадкахк // Метеорология и гидрология. 2019. № 5. С. 26–31. EDN LLDLGB.
- 27. Вареник А. В. Влияние выбросов от стационарных источников на загрязнение атмосферных осадков неорганическим азотом на примере г. Севастополя // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36, № 3. С. 277–286. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-3-277-286
- Impacts and effects indicators of atmospheric deposition of major pollutants to various ecosystems A review / L. P. Wright [et al.] // Aerosol and Air Quality Research. 2018. Vol. 18, iss. 8. P. 1953–1992. https://doi.org/10.4209/aaqr.2018.03.0107

- 29. *Савенко В. С.* Атмосферная составляющая геохимического баланса фосфора в современном океане // Доклады Академии наук. 1996. Т. 350, № 3. С. 390–392.
- Hydrochemistry of wet atmospheric precipitation over an urban area in Northern Indo-Gangetic Plains / K. P. Singh [et al.] // Environmental Monitoring and Assessment. 2007. Vol. 131. P. 237–254. https://doi.org/10.1007/s10661-006-9472-6
- Atmospheric wet deposition of nitrogen in a subtropical watershed in China: characteristics of and impacts on surface water quality / Z. Hao [et al.] // Environmental Science and Pollution Research. 2017. Vol. 24, iss. 9. P. 8489–8503. https://doi.org/10.1007/s11356-017-8532-5
- 32. Global change and the ecology of cities / N. B. Grimm [et al.] // Science. 2008. Vol. 319, iss. 5864. P. 756–760. http://dx.doi.org/10.1126/science.1150195
- 33. Мыслина М. А., Вареник А. В., Тарасевич Д. В. Динамика концентрации биогенных элементов в водах реки Черной (Крымский полуостров) в 2015–2020 годах // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 3. С. 438–449. EDN UGRJUT.

Об авторе:

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

УДК 551.466.88 EDN: ILYYSD

Характеристики сдвиговых потоков, индуцированных внутренними волнами на сахалинском шельфе (Охотское море)

Е. А. Рувинская, О. Е. Куркина, А. А. Куркин

Нижегородский государственный технический университет им. Р. Е. Алексеева, Нижний Новгород, Россия ⊠ aakurkin@gmail.com

Поступила в редакцию 29.05.2024; одобрена после рецензирования 11.06.2024; принята к публикации 20.11.2024.

Аннотация

Цель. Исследованы характеристики сдвиговых потоков, индуцированных внутренними волнами на северо-восточном шельфе о. Сахалин, на основе результатов численного моделирования трансформации баротропного прилива вдоль выбранных двумерных (вертикальная плоскость) разрезов.

Методы и результаты. В качестве исходных данных для инициализации численной модели гидродинамики невязкой несжимаемой стратифицированной жидкости в приближении Буссинеска использовались данные из климатического атласа WOA18 с разрешением $0,25^{\circ}$ для летнего сезона, а также батиметрия из *GEBCO_2014* с разрешением 1 мин. На глубоководной границе задавался приливный форсинг из модели *TOPEX/Poseidon Global Tidal Model (TPXO8)*, основанной на данных спутниковой альтиметрии. Диаграммы вероятности превышения уровня придонных и приповерхностных скоростей (на фиксированных глубинах 15 м над уровнем дна и 15 м ниже уровня поверхности) строились с учетом направления (знака) и по абсолютному значению, после чего выделялись скорости на уровне вероятности 0,05, 0,1 и 0,15 и, наоборот, определялась вероятность, с которой будет превышена скорость 0,25 или 0,3 м/с. По полученным значениям построены карты.

Выводы. Показано, что исследуемые сдвиговые потоки нелинейны и характеризуются существенной асимметрией в распределении как по направлению (от берега / к берегу), так и по глубине (в придонном и приповерхностном слое). На участках с глубиной моря 700–800 м ярко выражена совокупность точек, где абсолютные приповерхностные скорости в несколько раз превосходят придонные. Основные зоны, содержащие локальные максимумы поля скоростей, расположены на севере – от м. Елизаветы до залива Пильтун, еще одна – от м. Беллинсгаузена до м. Терпения.

Ключевые слова: уравнения Эйлера, внутренние гравитационные волны, поле скорости, остров Сахалин, Охотское море, приливы

Благодарности: представленные результаты получены в рамках государственного задания Минобрнауки в сфере научной деятельности (тема FSWE-2023-0004 «Нелинейная волновая динамика прибрежной зоны в условиях меняющегося климата и антропогенного воздействия»).

Для цитирования: Рувинская Е. А., Куркина О. Е., Куркин А. А. Характеристики сдвиговых потоков, индуцированных внутренними волнами на сахалинском шельфе (Охотское море) // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 1. С. 66–82. EDN ILYYSD.

© Рувинская Е. А., Куркина О. Е., Куркин А. А., 2025

Characteristics of Stratified Shear Flows Induced by Internal Waves on the Sakhalin Shelf (Sea of Okhotsk)

E. A. Rouvinskaya, O. E. Kurkina, A. A. Kurkin

Nizhny Novgorod State Technical University n. a. R. E. Alekseev, Nizhny Novgorod, Russia aakurkin@gmail.com

Abstract

Purpose. The work is purposed at studying the characteristics of shear flows induced by internal waves on the northeastern shelf of Sakhalin Island based on the results of numerical modeling of the transformation of barotropic tide along the selected two-dimensional (vertical plane) sections.

Methods and Results. The data from the *WOA*18 climate atlas with the 0.25° resolution for a summer season, and the bathymetry from *GEBCO_*2014 with the 1 min resolution are used to initiate a numerical model of the hydrodynamics of inviscid incompressible stratified fluid in the Boussinesq approximation. A tidal forcing from *TOPEX/Poseidon Global Tidal Model (TPXO8)* which is based on satellite altimetry data is preset at the deep-sea boundary. For the near-bottom and near-surface velocities (at the fixed depths: 15 m above the bottom and 15 m below the surface), the diagrams of probability of exceeding their levels are constructed both allowing for the direction (sign) and according to the absolute value. Then the velocities at a probability level 0.05, 0.1 and 0.15 are identified, and conversely, the probability with which the velocity 0.25 or 0.3 m/s would be exceeded is determined. The maps are constructed based on the obtained values.

Conclusions. It is shown that the studied shear flows are nonlinear and characterized by significant asymmetry in distribution both in direction (from coast/to coast) and over depth (in the near-bottom and near-surface layers). In the areas where the sea depth is 700–800 m, there is a clearly defined zone where the absolute values of near-surface velocities are several times higher than those of the near-bottom ones. The main zones including the local maxima of velocity field are located in the north – from Cape Elizabeth to Piltun Bay, with one more from Cape Bellingshausen to Cape Terpeniya.

Keywords: Euler equations, internal gravity waves, velocity field, Sakhalin Island, Sea of Okhotsk, tides

Acknowledgements: The presented results are obtained within the framework of state assignment of Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation in the field of scientific activity (theme FSWE-2023-0004 "Nonlinear wave dynamics of the coastal zone under conditions of changing climate and anthropogenic impact").

For citation: Rouvinskaya, E.A., Kurkina, O.E. and Kurkin, A.A., 2025. Characteristics of Stratified Shear Flows Induced by Internal Waves on the Sakhalin Shelf (Sea of Okhotsk). *Physical Oceanography*, 32(1), pp. 99-115.

Введение

Мониторинг и прогнозирование волнового климата, особенно в шельфовой зоне, играет очень важную роль в планировании хозяйственной деятельности человека, инженерных изысканиях и определении потенциального воздействия на прибрежную экосистему. Оценка параметров волнового поля и их картографирование на основе данных долгосрочных наблюдений необходимы на начальных этапах проектирования различных гидротехнических систем (от нефтегазодобывающих платформ до преобразователей волновой энергии [1]) и для дальнейшей эксплуатации объектов морской инфраструктуры, поскольку все эти величины являются входными параметрами моделей, позволяющих прогнозировать нагрузки на конструкции, потенциальные размывы

грунтов и распространение примесей и загрязнений. Так, в контексте получения волновой энергии в последние десятилетия активно создаются как глобальные, так и региональные (в том числе с учетом сезонности) атласы волновой мощности [2–4]; для множества хозяйственных нужд визуализируются значительные высоты волн и направления течений с использованием математического моделирования и спутниковых наблюдений. Материал на эту тему представлен в работе [5], а также на сайтах проектов Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды https://charts.ecmwf.int/, Бюро метеорологии при правительстве Австралии http://www.bom.gov.au/marine/waves.shtml, Национальной лаборатории возобновляемых источников энергии Министерства энергетики США https://portal.midatlanticocean.org/ и др. Таким образом, картографирование характеристик волнового поля – это современный тренд, связанный с совершенствованием техник наблюдения и моделирования волнового климата.

Северо-восточный шельф о. Сахалин подвержен влиянию сильных приливов со сложной структурой и сезонной изменчивостью (что подтверждается подробными инструментальными исследованиями, проводимыми на протяжении последних десятилетий в связи с разведкой углеводородного сырья и необходимостью обеспечения экологического мониторинга в районах добычи нефти и газа [6, 7]).

Очевидно, что одной из ключевых компонент волнового климата в исследуемом регионе являются внутренние волны (и индуцированные ими течения), часто регистрируемые в том числе на спутниковых изображениях. Например, в работе [8] в ходе спутникового радиолокационного мониторинга нефтяных пятен получены новые снимки цугов внутренних волн, активно генерируемых в зоне наблюдений.

Специфика пространственной структуры поля внутренних волн делает подробное описание их параметров с помощью инструментальных методов задачей крайне сложной и требующей огромных финансовых вложений. Как отмечается в работе [9], несмотря на то, что современные датчики более компактны, надежны, чувствительны и легки, потребляют меньше энергии для записи и передачи данных, по-прежнему потребляемая мощность является одним из основных ограничений для разработки систем, обеспечивающих длительные измерения с хорошим пространственным разрешением. Поэтому основная часть наблюдений внутренних волн выполняется методами радиолокационного зондирования (см., например, одну из последних работ по этой теме [10]), что позволяет получить представление о местах генерации, периодах, количестве волн в цугах, но не дает представления о вертикальной структуре волнового поля, особенно важной для оценки влияния бароклинных потоков на объекты морской инфраструктуры и экосистему в целом.

Двух- и трехмерное численное моделирование динамики внутренних волн дает возможность отчасти компенсировать скудость натурных наблюдений и неполноту получаемой информации о структуре волнового поля. Численные модели стали незаменимым инструментом для исследования бароклинных процессов, поскольку позволяют весьма реалистично и точно описывать сценарии трансформации бароклинных волн в шельфовой зоне. Более подробно о современных моделях, используемых для этого типа задач, написано в работах¹ [11].

На первом этапе нашей работы изучалась трансформация многокомпонентного баротропного прилива в Охотском море в рамках полнонелинейной негидростатической модели. Были получены представленные в виде географических карт оценки амплитуд волн суточного и полусуточного бароклинного прилива в терминах смещения изопикнических поверхностей на различных горизонтах. Показано, что распределение амплитуд существенно зависит от глубины, имеет сложную пространственную структуру с заметным преобладанием амплитуд бароклинных волн суточного периода и основными экстремумами, расположенными на шельфе напротив м. Елизаветы, Охинского перешейка и м. Терпения [12].

Целью настоящего исследования является изучение пространственной структуры бароклинных течений на северо-восточном шельфе о. Сахалин, а именно построение карт распределения значений горизонтальной приповерхностной (15 м от поверхности) и придонной (15 м над дном) скоростей в направлении от берега и к берегу, которые будут превышены с вероятностью 0,05 или 0,15, а также карт уровней вероятности превышения значений придонной скорости 0,25 и 0,3 м/с также в направлении от берега и к нему.

Математическая модель и алгоритмы построения карт пороговых значений

Динамика внутренних волн исследовалась в рамках программного комплекса, реализующего процедуру численного интегрирования полнонелинейной (вертикальная плоскость) системы уравнений гидродинамики невязкой несжимаемой стратифицированной жидкости в приближении Буссинеска с учетом влияния баротропного прилива и вращения Земли [13]. На открытой глубоководной границе выбранных разрезов задавался баротропный форсинг в виде многокомпонентного прилива (M2, S2, K1, O1, P1, Q1), амплитуды и фазы которого определены из модели TOPEX/Poseidon Global Tidal Model (ТРХО8), основанной на данных спутниковой альтиметрии [14]. Отметим здесь, что существует два способа задания приливного воздействия: с помощью граничного условия и путем добавления объемной силы в уравнение баланса импульса [15]. В работе применяется первый метод, что обосновано спецификой используемой модели и неоднократной валидацией результата, в том числе сравнением с данными натурных наблюдений [13]. Информация о стратификации плотности морской воды взята из климатического атласа WOA18 с разрешением 0,25° для летнего сезона, а батиметрия – из GEBCO 2014 с разрешением 1 мин. Для того чтобы при моделировании учитывать только наиболее характерные особенности вертикального профиля плотности и батиметрии дна (данные из атласов вдоль разрезов дополнительно усреднялись по ширине 10-15 км в зависимости от рельефа), обе функции параметризовались. На рис. 1 представлена карта разрезов, вдоль которых проводилось численное моделирование динамики внутренних волн.

¹ Gouillon F. Internal wave modeling in oceanic numerical models: impact of the model resolution on the wave dynamic, energetic and associated mixing : dissertation proposal. Florida State University, 2009. 29 p.



Р и с. 1. Географическое расположение разрезов в Охотском море, вдоль которых проводилось моделирование динамики внутренних волн

F i g. 1. Geographical location of sections in the Sea of Okhotsk along which the internal wave dynamics are modeled

Подробное описание модели, а также волновой динамики вдоль отдельных разрезов дано в наших работах [16, 17]. Здесь обсудим дальнейшую обработку полученных результатов расчетов: выделение скорости на определенном горизонте, определение вероятностей превышения уровня и построение карт пороговых значений.

На первом шаге алгоритма из поля горизонтальной скорости выделялись значения, расположенные на линиях на 15 м ниже поверхности и выше дна. Если говорить о придонном пограничном слое (ППС), то его толщина зависит от множества факторов, включая интенсивность прилива, уклоны дна, широ́ты [18]. Хороший обзор существующих эмпирических моделей, используемых для оценки толщины ППС, дан в [19]. Там же продемонстрированы результаты 15-дневного наблюдения толщины ППС на участке континентального шельфа с глубиной 250 м и достаточно сильными приливами (сравнимыми по амплитуде с используемыми в нашей модели). Показано, что в среднем ППС составлял ~ 10 м. Мы также опирались на оценки ППС, полученные при моделировании выбранных разрезов с помощью полнонелинейной негидростатической модели с вязкостью *SUNTANS* [20]. Хотя отсутствие вязкости в используемой модели не позволяет реалистично описывать течения, возникающие в пограниином слое, за его пределами в докритических режимах в целом различия
волновых полей, полученных в невязкой и вязкой модели, не будут существенными [21]. Руководствуясь соображениями симметрии и принимая во внимание, что горизонт z = -15 м не попадает в верхний пикноклин для всех разрезов, авторы анализировали скорости на выбранной глубине 15 м в приповерхностном слое.

В качестве примера на рис. 2 представлена *x*-*t* диаграмма приповерхностных горизонтальных скоростей на разрезе *16*.



Р и с. 2. Пространственно-временная (x-t) диаграмма для приповерхностных (выделенных на глубине 15 м) скоростей на разрезе 16

Fig. 2. Spatio-temporal (x-t) diagram for the near-surface (fixed at the 15 m depth) velocities on section 16

На втором шаге алгоритма строились диаграммы вероятности превышения уровня для приповерхностной и придонной скорости с учетом направления (знака) и по абсолютному значению, после чего выделялись скорости на уровне вероятности 0,05, 0,1 и 0,15 и наоборот – определялась вероятность, с которой будет превышена скорость 0,25 или 0,3 м/с. Выбор таких значений обусловлен оценками пороговых скоростей, при которых может наблюдаться смещение частиц грунта. Так, в работе [22] представлена методика определения характера движения донных отложений по значениям безразмерного параметра Роуза (Ro), который определен как отношение скорости падения (W_s) взвешенных частиц гидравлической крупности к динамической скорости неоднородного по вертикали водного потока u^* :

$$\operatorname{Ro} = \frac{W_s}{\beta \kappa u^*},\tag{1}$$

где β – отношение вихревой вязкости к вихревой диффузии (приблизительно равное единице); к – постоянная Кармана (равная 0,4). На рис. 3 приведена номограмма, позволяющая определить характер движения наносного материала: при коэффициенте параметра Ro \geq 7 происходит инициирование движения наносов волновым потоком и частицы начинают двигаться в виде качения; увеличение скорости потока при 7,5 \geq Ro \geq 2,5 приводит к движению влекомых наносов; при 2,5 \geq Ro \geq 1,2 происходит сальтация частиц наносов; движение взвешенных наносов возникает при 1,2 \geq Ro \geq 0,8; интенсивное движение донных осадков, приводящее к значительным деформациям дна, происходит при Ro \leq 0,8 [22].





F i g. 3. Nomogram of sediment movement pattern (adapted from [22, p. 379]); Vd is near-bottom wave velocity

Воспользуемся картой донных отложений сахалинского шельфа из Национального атласа России, том 2, на сайте https://nationalatlas.ru/tom2. Видно, что при движении от береговой линии к глубоководной части мелкие (диаметр 0,1–0,25 мм), средние (0,25–0,5 мм) и крупные (0,5–1 мм) пески сменяются крупными алевритами (0,01–0,05 мм), мелкоалевритовыми илами, глинистыми алевритами и глинистыми илами на максимальной глубине. Скорости ~ 0,25 м/с для алевритов прослеживаются при Ro \leq 0,8, что может привести к значительным деформациям дна. Перемещение донного мелкого и среднего песка также возможно, особенно при периодическом воздействии волн. Согласно работе ², размывающие скорости для мелкого песка – 0,2–0,4 м/с, для легкой песчаной почвы – 0,3–0,45 м/с, такие же пороговые значения скоростей можно найти и в нормативных документах. И хотя скорость бароклинного потока измерялась в 15 м над уровнем дна на условной границе ППС, тот же порядок значений скоростей может наблюдаться и у дна. Это обусловлено тем, что течения, индуцированные наблюдаемыми солитонами внутренних волн,

² *Максимовский Н. С.* Очистка сточных вод. Москва : Изд-во Министерства коммунального хозяйства РСФСР, 1961. 352 с.

достигают максимума скорости у дна и поверхности бассейна и в модели не учитываются турбулентные потоки, которые могут генерироваться у дна.

На рис. 4 представлен пример диаграммы приповерхностных скоростей на разрезе *16*. На рисунке также отмечены срез диаграммы вероятности превышения уровня приповерхностной скорости по значению 0,25 м/с и срез по вероятности 0,05. Верхняя часть графика соответствует положительным (по направлению к берегу) скоростям, тогда как нижняя часть – отрицательным. Асимметричность диаграммы характеризует сложную структуру волнового поля. Также по уровню вероятности и уровню скорости анализировались абсолютные значения скоростей в каждой точке трассы.



Р и с. 4. Диаграмма вероятности превышения уровня приповерхностной (выделенной на глубине 15 м) скорости на разрезе *16* с учетом знака (направления): синяя линия – срез по значению 0,25 м/c; черная кривая – срез по вероятности 0,05 (a); нижний график – батиметрия дна (*b*) **F i g. 4.** Diagram of probability of exceeding the near-surface (fixed at the 15 m depth) velocity level on section *16* with due regard for the sign (direction): blue line is a cut at value 0.25 m/s; black curve is a cut according to a probability 0.05 (a); lower graph shows bottom bathymetry (*b*)

Карты пороговых значений скоростей бароклинных течений

Перейдем к анализу полученных результатов. На рис. 5 показаны карты уровней вероятности превышения придонной и приповерхностной скоростей 0,25 м/с. Локальные максимумы вероятности достигаются на участках шельфа от м. Елизаветы до северной границы залива Пильтун, от южной окраины залива Пильтун до залива Чайво, напротив Луньского залива, а также в окрестности м. Беллинсгаузена. Для скоростей с учетом знака и их абсолютных значений расположение локальных максимумов в придонном и приповерхностном слоях совпадает, однако для абсолютных значений и скоростей, направленных от берега, вероятности в придонном слое в основном не ниже, чем в приповерхностном. У скоростей, направленных к берегу, наоборот, вероятности превышения уровня 0,25 м/с у поверхности, в основном, не меньше, чем в придонном слое. В северной части шельфа (до залива Чайво) расположены области, в которых уровни вероятности находятся в интервале 0,8–1 для абсолютных значений и 0,6–0,8 для скоростей, направленных к берегу и от него.

Вероятности превышения уровня 0,25 м/с южнее залива Чайво достигают 0,8 на очень маленьких участках только для абсолютных скоростей, а для скоростей с учетом знака они не превышают 0,4.



Р и с. 5. Карты уровней вероятности превышения (p) для придонной (слева) и приповерхностной (справа) скоростей 0,25 м/с по абсолютному значению (a), в направлении к берегу (b) и от берега (c) **F i g. 5.** Maps of probability levels of exceeding (p) for the near-bottom (left) and near-surface (right) velocities 0.25 m/s according to the absolute values (a), towards the coast (b) and away from the coast (c)

Рис. 6. То же, что на рис. 5, для скорости 0,3 м/с

F i g. 6. The same as in Fig. 5, for velocity 0.3 m/s $\,$

На рис. 6 представлены карты уровней вероятности превышения для придонной и приповерхностной скорости 0,3 м/с. При сравнении рис. 5 и рис. 6 видно, что расположение максимумов совпадает, но вероятности меньше, что особенно заметно для областей, находящихся южнее залива Чайво.







Р и с. 8. То же, что на рис. 7, при превышении с вероятностью 0,1

F i g. 8. The same as in Fig. 7, at exceeding with a probability 0.1



Рис. 9. То же, что на рис. 7, при превышении с вероятностью 0,15 **Fig. 9.** The same as in Fig. 7, at exceeding with a probability 0.15

На рис. 7-9 приведены карты распределения приповерхностной (в 15 м от поверхности) и придонной (в 15 м над уровнем дна) скоростей по абсолютному значению, в направлении к берегу и от берега, которые будут превышены с вероятностью 0,05; 0,1; 0,15. Основные максимумы, близкие к 0,8 м/с, расположены на севере – от м. Елизаветы до залива Пильтун, вторая зона локальных максимумов находится на юге от м. Беллинсгаузена до м. Терпения. В остальных зонах максимальные скорости не превышают 0,3 м/с. В верхнем и нижнем слоях наблюдается асимметрия относительно направления (от берега или к нему): в северных зонах при повышении уровня вероятности скорости от берега существенно уменьшаются по модулю (рис. 7, с; 8, c; 9, c) в пределах 1-0,7 м/с, тогда как в направлении к берегу (рис. 7, *b*; 8, *b*; 9, *b*) изменения несущественные (скорости ~ 1 м/с достигаются в придонном и приповерхностном слоях). В южной зоне при переходе с вероятности 0,05 на уровень 0,15 локальные максимумы становятся менее выраженными, особенно в приповерхностном слое и в направлении к берегу (скорости ~ 0,5 м/с достигаются только в придонном слое вблизи п-ова Терпения и Луньского залива).

На рис. 10–12 показаны диаграммы рассеяния придонных и приповерхностных скоростей по абсолютному значению и с учетом направления в зависимости от общей глубины в точке разреза и уровня вероятности, по которому могут быть превышены эти значения. На рис. 10 видно, что на всех диаграммах наблюдается максимальный разброс точек на участках моря с глубиной до ~ 500 м, а значения придонных и приповерхностных скоростей больше 0,5 м/с появляются при общей глубине меньше 300 м. При повышении уровня вероятности концентрация точек в верхней части облака (где скорости больше 1 м/с) закономерно понижается. На глубинах 700–800 м ярко выражена совокупность точек, где абсолютные значения приповерхностных скоростей в несколько раз больше, чем придонных. Учет направления скорости, а также глубины ее измерения (придонный или приповерхностный слой) существенно увеличивает разброс точек в зонах до 500 м (рис. 10, *d*), что еще раз свидетельствует о существенно нелинейном характере течений.



Р и с. 10. Точечные диаграммы абсолютных значений придонной и приповерхностной скоростей по уровню вероятности 0,05 (a), 0,1 (b) и 0,15 (c), а также придонной скорости по направлению к берегу и абсолютных значений приповерхностной скорости по уровню вероятности 0,05 (d). Цветом показана общая глубина в точке

F i g. 10. Scatter plots of the absolute values of near-bottom and near-surface velocities at probability level 0.05(a), 0.1(b) and 0.15(c), as well as near-bottom velocity towards the coast and absolute values of near-surface velocity at a probability level 0.05(d). Color shows total depth at the point

На рис. 11 приведено распределение придонных скоростей по глубине. Отчетливо видно, что скорости от 0,25 м/с и выше достигаются только в точках

с глубиной моря до 500 м, при этом на глубинах от 100 до 500 м преобладают придонные скорости в диапазоне 0,25-0,5 м/с при уровнях превышения вероятности p 0,05 и 0,15.



Рис. 11. Зависимость абсолютных значений придонной скорости по уровню вероятности 0,05 (*a*) и 0,15 (*b*) от общей глубины в точке **F i g. 11.** Dependence of the near-bottom velocity absolute values at probability level 0.05 (*a*) and 0.15 (*b*) upon the total depth at the point

При исследовании корреляционной зависимости придонных/приповерхностных скоростей учтены направления (от берега / к берегу) (рис. 12).

При сравнении рис. 12 и рис. 10 можно сделать вывод: учет направления приводит к тому, что облако точек на всех диаграммах становится шире, разброс увеличивается. При этом коэффициент регрессии остается близким к единице на всех графиках и составляет 0,9 (a, c), 0,95 (b), 0,94 (d, e), 0,89 (f) (рис. 12).



Р и с. 12. Точечные диаграммы: придонной скорости в направлении от берега и приповерхностной – к берегу (*a*); придонной скорости от берега и к берегу (*b*); придонной скорости к берегу и приповерхностной от берега (*c*); приповерхностной скорости к берегу и от него (*d*); придонной и приповерхностной – к берегу (*e*); придонной и приповерхностной – от берега (*f*) по уровню вероятности 0,15. Цветом показана общая глубина в точке. Красная линия – линейная регрессия **F i g. 12.** Scatter plots of: the near-bottom velocity directed from the coast and the near-surface one – towards the coast (*a*), the near-bottom velocity directed from the coast (*c*), the near-surface velocities towards the coast and away from it (*d*), the near-bottom and near-surface velocities towards the coast (*e*), the near-bottom and near-surface velocities directed from the coast (*f*) at a probability level 0.15. Color shows total depth at the point. Red line is linear regression

Заключение

В настоящей работе исследована пространственная структура бароклинных течений на северо-восточном шельфе о. Сахалин: построены и проанализированы карты уровней вероятности превышения для придонной (в 15 м над уровнем дна) и приповерхностной (в 15 м от поверхности) скоростей 0,25 и 0,3 м/с (размывающие скорости для мелкого песка и легкой песчаной почвы) по абсолютному значению, в направлении к берегу и от него, а также карты распределения значений приповерхностной и придонной скоростей по их абсолютному значению, в направлении к берегу и от него с вероятностью превышения 0,05; 0,1; 0,15. Предвычисленные поля горизонтальной скорости получены при моделировании динамики внутренних волн с использованием 17 двумерных разрезов в рамках полнонелинейной модели, основанной на системе уравнений Эйлера в приближении Буссинеска. На всех картах основные локальные максимумы значений расположены на участках шельфа от м. Елизаветы до северной границы залива Пильтун, от южной окраины залива Пильтун до залива Чайво, напротив Луньского залива, а также в окрестности м. Беллинсгаузена.

Показано, что поле горизонтальной скорости существенно нелинейно: видна асимметрия как по направлению (от берега / к берегу), так и по глубине (в придонном и приповерхностном слоях). Для демонстрации этого вывода также построены диаграммы рассеяния различных комбинаций придонных и приповерхностных скоростей по абсолютному значению и с учетом направления. Максимальный разброс точек на всех диаграммах наблюдается на глубинах моря до ~ 500 м, а значения придонных и приповерхностных скоростей больше 0,5 м/с прослеживаются на глубинах меньше 300 м. Учет направления скорости и глубины замера (придонная/приповерхностная) приводит к увеличению разброса точек и ширины сечения облака точек (особенно при значениях больше 0,3 м/с), что, по всей видимости, связано со сложной нелинейной структурой поля горизонтальной скорости.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Maisondieu C.* WEC survivability threshold and extractable wave power // 11th European Wave and Tidal Energy Conference (EWTEC 2015), Nantes, France. 2015. P. 1–8.
- 2. Arinaga R. A., Cheung K. F. Atlas of global wave energy from 10 years of reanalysis and hindcast data // Renewable Energy. 2012. Vol. 39, iss. 1. P. 49–64. https://doi.org/10.1016/j.renene.2011.06.039
- Gonçalves M., Martinho P., Guedes Soares C. Wave energy conditions in the western French coast // Renewable Energy. 2014. Vol. 62. P. 155–163. https://doi.org/10.1016/j.renene.2013.06.028
- 4. *Garcia-Medina G., Özkan-Haller H. T., Ruggiero P.* Wave resource assessment in Oregon and southwest Washington, USA // Renewable Energy. 2014. Vol. 64. P. 203–214. https://doi.org/10.1016/j.renene.2013.11.014
- Grigorieva V., Badulin S., Gulev S. Global validation of SWIM/CFOSAT wind waves against voluntary observing ship data // Earth and Space Science. 2022. Vol. 9, iss. 3. e2021EA002008. https://doi.org/10.1029/2021EA002008
- 6. Шевченко Г. В., Беседин Д. Е. Характеристики течений на северо-восточном шельфе острова Сахалин в холодный период года по данным инструментальных измерений // Метеорология и гидрология. 2020. № 6. С. 87–97. EDN ZEWGNB.

- Особенности пространственной изменчивости гармонических постоянных приливных течений суточных волн на северо-восточном шельфе о. Сахалин (по материалам экологического мониторинга нефтегазоносных площадей) / В. Г. Яричин [и др.] // Труды ДВНИГМИ. Владивосток : Дальнаука, 2012. Вып. 154. С. 145–186. EDN PZESWP.
- Спутниковый радиолокационный мониторинг шельфа острова Сахалин / А. С. Колесникова [и др.] // Актуальные проблемы освоения биологических ресурсов Мирового океана : Материалы VII Международной научно-технической конференции, Владивосток, 19–20 мая 2022 года. Владивосток : Дальневосточный государственный технический рыбохозяйственный университет, 2022. С. 108–112. EDN WTROXF.
- 9. A modular wave energy converter for observational and navigational buoys / N. Vella [et al.] // Fluids. 2022. Vol. 7, iss. 2. 88. https://doi.org/10.3390/fluids7020088
- Surface manifestations of short-period internal waves in the Sea of Okhotsk and the Kuril-Kamchatka Region of the Pacific Ocean / E. I. Svergun [et al.] // Complex Investigation of the World Ocean (CIWO-2023). Cham : Springer, 2023. P. 141–149. (Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences). https://doi.org/10.1007/978-3-031-47851-2_17
- Li J., Zhang Q., Chen T. ISWFoam: a numerical model for internal solitary wave simulation in continuously stratified fluids // Geoscientific Model Development. 2022. Vol. 15, iss. 1. P. 105– 127. https://doi.org/10.5194/gmd-15-105-2022
- 12. Рувинская Е. А., Куркина О. Е., Куркин А. А. Пространственное распределение амплитуд внутренних приливных волн на северо-восточном шельфе о. Сахалин // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 509, № 1. С. 81–86. EDN TIIJEG. https://doi.org/10.31857/S2686739722602551
- Lamb K. Numerical experiments of internal wave generation by strong tidal flow across a finite amplitude bank edge // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1994. Vol. 99, iss. C1. P. 843–864. https://doi.org/10.1029/93JC02514
- Egbert G. D., Erofeeva S. Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2002. Vol. 19, iss. 2. P. 183–204. https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<0183:EIMOBO>2.0.CO;2
- Vlasenko V., Stashchuk N., Hutter K. Baroclinic Tides: Theoretical modeling and observational evidence. Cambridge : Cambridge University Press, 2005. https://doi.org/10.1017/CBO9780511535932
- 16. Рувинская Е. А., Куркина О. Е., Куркин А. А. Перенос частиц и динамические эффекты при трансформации бароклинной приливной волны в условиях шельфа дальневосточных морей // Экологические системы и приборы. 2021. № 11. С. 109–118. EDN WVOMCA. https://doi.org/10.25791/esip.11.2021.1270
- Transformation of baroclinic tidal waves in the conditions of the shelf of the Far Eastern seas / P. D. Kuznetsov [et al.] // IOP Conference Series: Earth and Environmental Sciences. 2021. Vol. 946. 012024. https://doi.org/10.1088/1755-1315/946/1/012024
- Holloway P. E., Barnes B. A numerical investigation into the bottom boundary layer flow and vertical structure of internal waves on a continental slope // Continental Shelf Research. 1998. Vol. 18, iss. 1. P. 31–65. https://doi.org/10.1016/s0278-4343(97)00067-8
- Mean and turbulent characteristics of a bottom mixing-layer forced by a strong surface tide and large amplitude internal waves / A. P. Zulberti [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2022. Vol. 127, iss. 1. e2020JC017055. https://doi.org/10.1029/2020JC017055
- Приближенные оценки силового воздействия бароклинных потоков на цилиндрические опоры в условиях шельфа о. Сахалин / П. Д. Кузнецов [и др.] // Экологические системы и приборы. 2023. № 10. С. 56–66. https://doi.org/10.25791/esip.10.2023.1406
- Soontiens N., Stastna M., Waite M. Topographically generated internal waves and boundary layer instabilities // Physics of Fluids. 2015. Vol. 27, iss. 8. 086602. https://doi.org/10.1063/1.4929344

22. *Кузнецова М. Н., Плинк Н. Л.* Методические расчеты для предварительной оценки характеристик транспорта наносов // Труды II Всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы и развития». Санкт-Петербург : Химиздат, 2018. С. 377–380. EDN YYMICL.

Об авторах:

Рувинская Екатерина Александровна, научный сотрудник, научно-исследовательская лаборатория «Моделирование природных и техногенных катастроф», Нижегородский государственный технический университет им. Р. Е. Алексеева (603155, Россия, г. Нижний Новгород, ул. Минина, д. 24), кандидат физико-математических наук, ORCID ID: 0000-0002-3858-1731, Scopus Author ID: 54789183300, ResearcherID: A-2868-2014, SPIN-код: 9939-2276, e.rouvinskaya@gmail.com

Куркина Оксана Евгеньевна, ведущий научный сотрудник, научно-исследовательская лаборатория «Моделирование природных и техногенных катастроф», Нижегородский государственный технический университет им. Р. Е. Алексеева (603155, Россия, г. Нижний Новгород, ул. Минина, д. 24), кандидат физико-математических наук, доцент, ORCID ID: 0000-0002-4030-2906, Scopus Author ID: 36676379700, ResearcherID: G-9577-2011, SPIN-код: 9098-6373, Oksana.Kurkina@mail.ru

Куркин Андрей Александрович, проректор по научной работе, заведующий кафедрой «Прикладная математика», научный руководитель научно-исследовательской лаборатории «Моделирование природных и техногенных катастроф», Нижегородский государственный технический университет им. Р. Е. Алексеева (603155, Россия, г. Нижний Новгород, ул. Минина, д. 24), доктор физико-математических наук, профессор, профессор РАН, ORCID ID: 0000-0003-3828-6406, Scopus Author ID: 7003446660, ResearcherID: A-1972-2014, SPIN-код: 1390-3940, aakurkin@gmail.com

Научная статья

УДК 551.465.15 EDN: JZPQGE

Нестационарная модель турбулентности для верхнего пограничного слоя моря

А. М. Чухарев

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

Поступила в редакцию 03.09.2024; одобрена после рецензирования 10.10.2024; принята к публикации 20.11.2024.

Аннотация

Цель. Развитие физических представлений о динамическом взаимодействии двух сред на малых и субмезомасштабах и создание объективной модели для описания турбулентного режима приповерхностного слоя моря – цель статьи.

Методы и результаты. На основе больших массивов экспериментальных данных об интенсивности морской турбулентности при различных гидрометеорологических условиях установлены значимые масштабы энергоснабжения турбулентности и предложена нестационарная численная модель турбулентного обмена в приповерхностном слое моря. В качестве источников турбулентности рассмотрены четыре основных механизма генерации: сдвиг скорости дрейфового течения, поверхностные волны и их обрушения, субмезомасштабные вихревые структуры. Влияние последних оценивается через структурную функцию, рассчитанную по синхронным измерениям скорости течения в двух точках. Численные решения для профилей скорости, энергии турбулентности и скорости диссипации сопоставлялись с экспериментальными данными, при этом подобраны необходимые модельные константы. Верификация результатов расчетов показала их хорошее соответствие данным измерений в достаточно широком диапазоне скоростей ветра, в том числе и при слабых ветрах, когда другие модели дают сильно заниженный результат по сравнению с экспериментом.

Выводы. Предложена нестационарная модель для расчета характеристик турбулентности в верхнем перемешанном слое моря. Использование структурной функции в уравнении баланса турбулентной энергии улучшает соответствие модельных расчетов и экспериментальных данных. Разработанная модель достоверно описывает турбулентную структуру исследуемого слоя и позволяет рассчитывать интенсивность вертикального турбулентного обмена в различных гидрометеорологических условиях.

Ключевые слова: морская турбулентность, приповерхностный слой, механизмы генерации турбулентности, структурная функция, нестационарная модель турбулентности, скорость диссипации, экспериментальные данные

Благодарности: в рамках темы госзадания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2021-0004 «Океанологические процессы» выполнены экспериментальные исследования и предварительная обработка данных. При финансовой поддержке гранта РНФ 22-17-00150 выполнены анализ данных, разработка и верификация модели.

Для цитирования: *Чухарев А. М.* Нестационарная модель турбулентности для верхнего пограничного слоя моря // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 1. С. 83–100. EDN JZPQGE.

© Чухарев А. М., 2025

Non-Stationary Turbulence Model for the Upper Boundary Layer of the Sea

A. M. Chukharev

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

Abstract

Purpose. The purpose of the study is to develop the physical concepts of dynamic interaction of two media on small and submesoscales, as well as to create an objective model for describing the turbulent regime of the sea near-surface layer.

Methods and Results. Significant scales of turbulence energy supply are established, and a non-stationary numerical model of turbulent exchange in the near-surface layer of the sea is proposed based on the large arrays of experimental data on marine turbulence intensity under different hydrometeorological conditions. Four basic generation mechanisms are considered as the sources of turbulence, namely drift current velocity shear, surface waves and their breakings, and submesoscale eddy structures. The influence of the latter is assessed through the structural function calculated using the synchronous measurements of current velocity in two points. The numerical solutions for velocity profiles, turbulence energy, and dissipation rate are compared to the experimental data, at that the necessary model constants are selected. Verification of the calculations has shown their good agreement with the measurements in a fairly wide range of wind speeds including the weak winds for which the other models yield the significantly lower results as compared to the experimental data.

Conclusions. A non-stationary model is proposed for calculating the turbulence characteristics in the upper mixed layer of the sea. The application of structural function in the turbulent energy balance equation improves the agreement between model calculations and experimental data. The developed model quite reliably describes the turbulent structure of the layer under study and permits to calculate the intensity of vertical turbulent exchange in different hydrometeorological conditions.

Keywords: sea turbulence, near-surface layer, turbulence generation mechanisms, structural function, non-stationary model of turbulence, dissipation rate, experimental data

Acknowledgements: Experimental studies and data preprocessing were carried out within the framework of theme of state assignment of FSBSI FRC MHI FNNN-2021-0004 "Oceanological processes". Data analysis and model development and verification were performed with financial support of RSF grant 22-17-00150.

For citation: Chukharev, A.M., 2025. Non-Stationary Turbulence Model for the Upper Boundary Layer of the Sea. *Physical Oceanography*, 32(1), pp. 116-132.

Введение

Взаимодействие атмосферы и океана является одной из важнейших проблем в области наук о Земле. Широкое разнообразие физических процессов, протекающих в обеих средах вблизи границы раздела, и их сложные взаимосвязи существенно затрудняют разработку достоверных моделей для описания структуры пограничных слоев. Большое количество исследований в этой области позволило достичь определенного прогресса в изучении механизмов обмена атмосферы и океана и разработать полезные модели для прогнозирования тех или иных физических характеристик в приводном слое атмосферы и в приповерхностном слое моря. Тем не менее динамическое взаимодействие моря

и атмосферы продолжает оставаться недостаточно изученной областью в теории климата и погоды, поскольку развитые на сегодняшний день модели часто показывают значительное расхождение результатов расчетов и фактических данных, таких, например, как температура поверхностности океана и толщина перемешанного слоя [1].

Составная часть этой проблемы – достоверное описание интенсивности вертикального турбулентного обмена в верхнем пограничном слое моря. Граничащий с атмосферой слой океана испытывает динамическое и другие воздействия в широком диапазоне масштабов. Это приводит к появлению различных процессов, влияющих на турбулентный обмен в этом слое: дрейфовых течений, поверхностных волн, циркуляций Ленгмюра и т. д. Генерация турбулентности этими механизмами зависит от конкретной гидрометеорологической ситуации и меняется в широких пределах, что существенно усложняет теоретическое описание. Интенсивность перемешивания при этом сильно зависит от касательного напряжения ветра, характера волнения, наличия обрушивающихся волн и от вертикальной стратификации слоя.

Вертикальный турбулентный обмен играет определяющую роль в формировании полей температуры, солености и других растворенных химических веществ в водной толще, влияет на скорость реакции моря на различные природные и антропогенные воздействия. Многие особенности гидрологической структуры могут быть объяснены на основе информации о механизмах вертикального обмена, их интенсивности, пространственной и временной изменчивости.

Процессы на поверхности моря, связь между поверхностными гравитационными волнами, ветром и течениями в прилегающих пограничных слоях играют ключевую роль в глобальной климатической системе [2]. Современные исследования турбулентности в верхнем слое океана направлены в первую очередь на уточнение роли отдельных механизмов генерации турбулентности в различных гидрометеорологических условиях, причем особое внимание уделяется штормовым условиям и слабым ветрам, так как именно в этих диапазонах скорости ветра существующие модели плохо соответствуют натурным измерениям.

Важнейшими механизмами генерации турбулентности в верхнем слое океана являются неустойчивость вертикальных градиентов скорости в дрейфовых течениях, неустойчивость движений, индуцированных поверхностными волнами, и обрушения волн¹. В ряде моделей часто отдается предпочтение одному или двум механизмам, что не позволяет достаточно точно описывать турбулентный режим [3-6]. Это либо сдвиг скорости течения, либо поверхностные волны, либо обрушения волн совместно со сдвигом скорости. В многомасштабной модели [7] рассматриваются все три перечисленных выше механизма генерации, но в ряде случаев и она не дает хорошего совпадения с экспериментальными результатами. Одна из возможных причин этого - неполное представление об источниках турбулентности в исследуемом слое.

В работе [8] изучается структура поверхностного пограничного слоя океана в присутствии турбулентности Ленгмюра и стабилизирующих поверхност-

¹ Монин А. С., Озмидов Р. В. Океанская турбулентность. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1981. 320 c. МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 1 2025

ных тепловых потоков. Предлагаются диагностические модели для равновесного пограничного слоя и глубины перемешанного слоя в присутствии поверхностного нагрева. Изучение различий в измерениях с неподвижного основания и с помощью дрифтеров на поверхности океана с применением структурных функций выполнено в работе [9]. Структурные функции первого, второго и третьего порядка рассчитываются с использованием квазилагранжевых (дрифтерных) и эйлеровых данных.

При моделировании интенсивности вертикального турбулентного обмена в приповерхностном слое моря самое значительное расхождение между расчетными и измеренными значениями скорости диссипации турбулентной энергии в наших экспериментах наблюдалось при слабых ветрах и незначительном волнении. В этих случаях экспериментальные значения могли превышать рассчитанные по моделям [3–7] на два порядка и больше. По нашему предположению, в этом случае турбулизация в приповерхностном слое может происходить в результате локальных неустойчивостей основного горизонтального течения, поскольку число Рейнольдса в таких течениях на три – четыре порядка превышает критическое². Учет этого механизма, а также неустойчивостей, связанных с когерентными структурами, на наш взгляд, улучшит достоверность модельных расчетов.

Цель работы – развитие физических представлений о динамическом взаимодействии двух сред на малых и субмезомасштабах и создание объективной модели для описания турбулентного режима приповерхностного слоя моря.

Эксперименты и натурные данные

Сотрудниками отдела турбулентности Морского гидрофизического института РАН на протяжении ряда лет проводятся экспериментальные исследования процессов турбулентного перемешивания вблизи поверхности моря. Эксперименты ведутся на стационарной океанографической платформе Черноморского гидрофизического подспутникового полигона (ЧГПП) МГИ. Система сбора данных включает в себя широкий набор измерительных средств: измерители метеорологических параметров, включая скорость и направление ветра, струнный волнограф, измерители скорости течения (акустические и вертушечного типа), *СТД*-измерители, позиционный турбулиметр «Сигма-1» [10] и другие (рис. 1). Такой набор данных позволяет регистрировать необходимые параметры фоновых и пульсационных величин и получать объективную картину изменчивости гидрофизических полей на протяжении достаточно длительных промежутков времени. Собранные натурные данные используются для верификации модельных оценок вертикального распределения гидрологических величин и интенсивности турбулентности (скорости диссипации турбулентной энергии є).

Поскольку турбулиметр «Сигма-1» может использоваться для измерений пульсаций скорости течения только частотой выше 0,1 Гц, более медленные колебания, влияющие в конечном итоге на скорость диссипации турбулентной энергии, предпочтительно регистрировать измерителями с соответствующей

² Даже если мы ограничимся горизонтальным масштабом 100 м ($U \sim 0,1$ м/с; $L \sim 10^2$ м; $\nu \sim \! 10^{\text{-6}} \mbox{ м}^2\!/c$, $Re \sim 10^7;$ тогда как $Re_{cr} \sim \! 2\!\cdot\! 10^3).$ 86

дискретностью. В данной работе основной акцент делался на спектральном и структурном анализе данных о скорости течения, полученных акустическими измерителями в двух точках, *1* и 5 (рис. 1), разнесенных приблизительно на 10 м, и данных о пульсациях вектора скорости, измеряемых комплексом «Сигма» 2 (рис. 1). Остальные приборы обеспечивали информацией о фоновых гидрометеорологических параметрах и состоянии поверхности моря. Дублирование отдельных измерительных средств позволяло проводить сверку регистрируемых величин и исключить пропуски в рядах данных вследствие сбоев каких-либо приборов. В различные экспедиционные периоды конфигурация системы сбора данных незначительно менялась.



Рис. 1. Схема расположения основных измерительных комплексов на океанографической платформе во время проведения экспериментов в мае – июне 2021 г.: *1* – акустический доплеровский профилограф *DVS*-6000; *2* – измерительный комплекс «Сигма-1»; *3* – измеритель скорости течения комплекс «Восток-М»; *4* – измерители течения МГИ-1308 (4 шт.); *5* – акустический доплеровский профилограф *WorkHorse Monitor*; *6* – океанографическая платформа; *7* – струнный волнограф; *8* – метеокомплекс

F i g. 1. Layout of the basic measuring systems at the oceanographic platform during the experiments in May – June 2021: 1 - DVS-6000 acoustic Doppler profiler; 2 - measuring system "Sigma-1"; 3 - current velocity meter "Vostok-M"; 4 - current meters MHI-1308 (4 pcs.); 5 - WorkHorse *Monitor* acoustic Doppler profiler; 6 - oceanographic platform; 7 - string wave recorder; 8 - meteorological system

Результаты измерений различными приборами подвергались предварительной обработке и первичному анализу: удалялись сбойные участки, неправдоподобные значения. Выбранные для анализа участки записей синхронизировались и приводились к одинаковой дискретности для совместной обработки. На рис. 2 приведен пример синхронизированных и приведенных к единому масштабу данных о модуле скорости течения, полученных с помощью измерения одновременно разными приборами (акустическими и вертушечными) в различных точках. Анализ осредненных данных показал, что разница значений модуля скорости течения, полученных в результате измерения акустическими комплексами, не превышает 5 %.



Р и с. 2. Модуль скорости среднего течения, по данным измерений различными приборами на глубине 5 м в районе океанографической платформы 5–6 июня 2021 г. Данные приведены к дискретности 5 мин

F i g. 2. Mean current velocity module based on measurements by various instruments at the 5 m depth in the area of the oceanographic platform on June 5–6, 2021. The data are reduced to a resolution 5 min

Кроме спектрального и структурного анализа измеренных величин применялся вейвлет-анализ для более точного выявления синхронной (асинхронной) изменчивости поля течений и идентификации когерентных структур. Вейвлетанализ позволяет выявлять распределение энергии измеряемых величин по масштабам и прослеживать ее эволюцию [11]. Использовалось непрерывное вейвлет-преобразование

$$W(a,b) = \left|a\right|^{-1/2} \int_{-\infty}^{\infty} \xi(t) \varphi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt,$$

где *W* – вейвлет-коэффициенты; *a* – масштаб вейвлет-преобразования; *b* – сдвиг по оси времени; ξ – исходный сигнал; φ – материнский вейвлет; *t* – время. В качестве материнского, как правило, использовался вейвлет Морле

$$\varphi(t) = \exp\left(-\frac{t^2}{2}\right)\cos(rt)$$

Глобальный спектр энергии в вейвлет-анализе является аналогом спектра мощности в гармоническом анализе, причем считается, что эта методика достоверно выявляет спектральные пики, хотя и уступает Фурье-преобразованию по спектральной разрешающей способности. Глобальный спектр рассчитывался по формуле

$$S(a) = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^{n-1} |W_i(a)|^2 ,$$

где *n* – число отсчетов в ряду.

Основные соотношения

Представление турбулентных потоков в виде совокупности вихрей в результате последовательного распада больших на более мелкие, которые, в свою очередь, распадаются вплоть до самых мелких, диссипирующих в тепло, находит подтверждение в многочисленных экспериментальных работах. При описании турбулентности одним из важнейших теоретических предположений является гипотеза А. Н. Колмогорова о существовании инерционного интервала в спектре турбулентности [12]. Он показал, что структурная функция пульсаций скорости описывается универсальной зависимостью $D \sim l^{2/3}$, где l – расстояние между двумя точками измерений. Она не зависит от выбора начала координат вследствие статистической однородности пульсаций скорости и от направления разноса точек, а только от значения l, что является результатом статистической изотропности турбулентности. Для компонент вектора скорости, направленных вдоль l (продольная структурная функция),

$$D_{ll} = \overline{\left[u_l(r) - u_l(r+l)\right]^2} = C_v^2 l^{2/3}.$$
 (1)

Здесь C_{ν}^2 – структурный параметр, характеризующий скорость трансформации энергии вихря на единицу массы. Подобным образом рассчитывается температурный структурный параметр C_T^2 (часто используется также термин «структурная характеристика») по разности температур в двух точках или структурный параметр показателя преломления в атмосфере C_n^2 [13]. Расчет структурных функций и определение структурного параметра позволяет в нашем случае судить об уровне интенсивности турбулентности, обусловленной притоком энергии от локальных и когерентных вихрей в морских течениях. Из теории Колмогорова вытекает, что структурный параметр связан со скоростью диссипации турбулентной энергии, и в инерционном интервале спектра турбулентности $C_{\nu}^2 = c\epsilon^{2/3}$, где c – константа ³.

С учетом гипотезы «замороженной турбулентности» Тэйлора структурную функцию рассчитывают и по измерениям в одной точке, вводя временной сдвиг т:

$$D_u(\tau) = \overline{\left[u(t+\tau) - u(t)\right]^2} = C_\tau^2 \tau^\alpha , \ 0 < \alpha < 2.$$
⁽²⁾

При измерениях в фиксированных точках наличие структур в турбулентном потоке проявляется как заметное возрастание структурного параметра. Масштаб таких вихревых образований можно определить по спектру структурного параметра.

³ *Монин А. С., Яглом А. М.* Статистическая гидромеханика. Москва : Наука, 1967. Т. 2. 720 с. МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 1 2025 89

Для расчета интенсивности турбулентности и изменения ее с глубиной в приповерхностном слое моря разработана нестационарная модель [14], в которой базовыми уравнениями являются уравнения баланса импульса и турбулентной кинетической энергии. Как отмечалось ранее [7, 14], почти во всех моделях наблюдается значительное расхождение расчетов и экспериментальных данных при слабых ветрах и незначительном волнении. При этом генерация турбулентности в среднем переносном течении не рассматривается.

Для учета влияния когерентных структур и трансформации кинетической энергии течения в турбулентность вследствие локальных сдвигов скорости в настоящей работе предложено в уравнение баланса турбулентной кинетиче-

ской энергии ввести дополнительный член $\frac{\partial D_{ll}}{\partial t}$, который описывает генерацию турбулентности этими вихревыми образованиями. В таком виде (изменение структурной функции во времени) слагаемое записано с точки зрения со-

ние структурной функции во времени) слагаемое записано с точки зрения соответствия размерности (м²/с³), физический смысл этого слагаемого – описание притока энергии к турбулентности в уравнении баланса турбулентной энергии вследствие неоднородности течения.

Система исходных уравнений будет выглядеть таким образом:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = fV - \frac{\partial (u'w')}{\partial z},\tag{3}$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -fU - \frac{\partial (\overline{v'w'})}{\partial z}, \qquad (4)$$

$$\frac{\partial E}{\partial t} = -\left(\overline{u'w'}\frac{\partial U}{\partial z} + \overline{v'w'}\frac{\partial V}{\partial z}\right) - \frac{\partial}{\partial z}\left(\overline{w'E} + \overline{w'E^w} + \frac{1}{\rho_0}\overline{w'p'}\right) + \frac{\partial D_{ll}}{\partial t} - \varepsilon, \quad (5)$$

где: U и V – средние горизонтальные компоненты скорости вдоль осей x и y соответственно; f – параметр Кориолиса; u', v', w' – пульсационные компоненты скорости; $E = \frac{(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})}{2} = \frac{q^2}{2}$ – турбулентная кинетическая энергия; E^w – энергия поверхностного волнения; p' – пульсации давления; ε – скорость диссипации. Замыкание системы осуществляется через соотношения, связывающие турбулентные потоки импульса с коэффициентом турбулентной вязкости:

$$\overline{u'w'} = -\nu_t \frac{\partial U}{\partial z}, \quad \overline{v'w'} = -\nu_t \frac{\partial V}{\partial z}, \quad \nu_t = S_m lq, \quad \varepsilon = \frac{q^3}{Bl}, \tag{6}$$

где v_l – коэффициент турбулентной вязкости; S_m – константа; l – турбулентный масштаб длины; ε – скорость диссипации. Масштаб l зависит от глубины как $l = \kappa(z + z_b)$; z – глубина; z_b – обратное волновое число самых коротких обрушивающихся волн [6]; κ – постоянная Кармана; константа B = 16,6.

Начальные и граничные условия, как и метод решения, остаются такими же, как в работе [14]. На верхней границе

$$E_0 = \alpha_1 u_*^{w^2}, \quad \nu_t \frac{\partial U}{\partial z} = \frac{\tau_0}{\rho^w}, \quad \tau_0 = \rho^w u_*^{w^2}, \quad \nu_t \frac{\partial V}{\partial z} = 0, \tag{7}$$

на нижней границе

$$U=0, \quad V=0, \quad \frac{\partial E}{\partial z}=0.$$
 (8)

Структурная функция D_{ll} в модели параметризована обычной гармонической функцией с учетом эмпирических данных. Выписанная система уравнений (3)–(8) решалась численно методом прогонки.

Результаты

Относительно крупные когерентные структуры в приповерхностном слое моря наблюдаются на энергетических спектрах турбулентности. Пример Фурье-спектра среднеквадратических пульсаций скорости $w_f = \sqrt{w'^2}$, осредненных по 5 мин, представлен на рис. 3. Исходные данные получены с дискретностью 100 Гц, затем обработаны фильтром верхних частот с порогом 1 Гц, чтобы исключить пульсации, связанные с поверхностным волнением. Спектры строились по методу Велча, при этом временной ряд разбивается на отрезки с перекрытием, они умножаются на временное окно Ханна, после чего осуществляется преобразование Фурье и последующее осреднение спектральных функций по всем отрезкам.



Рис. 3. Спектр фильтрованных среднеквадратических пульсаций скорости, осредненных по 5 мин, в районе океанографической платформы, по данным измерений 9–20 октября 2009 г. Fig. 3. Spectrum of filtered root-mean-square velocity fluctuations with 5-min averaging in the area of the oceanographic platform based on the measurement data obtained on October 9–20, 2009

Как видно из рисунка, спектр имеет сложную форму с различными наклонами в разных диапазонах. Как было показано в исследованиях атмосферной

турбулентности [13, 15], когерентная турбулентность отличается от колмогоровской турбулентности более быстрым убыванием спектра (участки с наклоном -8/3 и -12/3), т. е. наличие таких участков в наших данных свидетельствует о существовании когерентных структур.



Р и с. 4. Продольный структурный параметр пульсаций скорости течения с осреднением по 10 мин на глубине 5 м в районе океанографической платформы 1–6 июня 2021 г. **F i g. 4.** Longitudinal structural parameter of current velocity fluctuations with 10-min averaging at the 5 m depth in the area of the oceanographic platform on June 1–6, 2021



Рис. 5. Глобальный спектр структурного параметра C_v^2 за 1–6 июня 2021 г. Fig. 5. Global spectrum of structural parameter C_v^2 for June 1–6, 2021

Основной массив данных, выбранных для анализа синхронных измерений скорости горизонтального течения в разнесенных точках и расчета структурных функций, получен в активный операционный период с 01.06.2021 по 06.06.2021 комплексами *DVS*-6000 и *WorkHorse Monitor* (3 и 8 на рис. 1). Фрагмент записей представлен выше на рис. 2. Структурные функции рассчитывались по соотношениям (1) и (2), во втором случае временной сдвиг варьировался от 5 мин до 1 ч. Изменчивость продольного структурного параметра C_v^2 за указанный период приведена на рис. 4, глобальный спектр, рассчитанный с помощью вейвлет-анализа, – на рис. 5.

Как видно из рис. 5, в спектре существует ярко выраженный максимум на периоде ~ 15 ч, т. е. на отрезке времени протяженностью несколько суток такие структуры явным образом доминируют. Но если рассматривать менее длительные отрезки, в частности внутрисуточные колебания интенсивности пульсаций скорости, отчетливо прослеживаются масштабы с периодами 1,5 и 3,5 ч. Напомним, что значимыми на глобальном спектре считаются те максимумы, которые превышают уровень «красного шума». Вид спектра скорости течения отличается от спектра структурного параметра, что видно из рис. 6, где представлены нормированные на максимальное значение глобальные спектр C_v^2 и спектр скорости течения, рассчитанный по значениям модуля скорости. Вклад течений в турбулизацию на бо́льших временны́х масштабах (пики ~ 40 и ~ 70 ч) был значительно ниже, чем на масштабе 15 ч, о чем можно судить по уровню спектральной функции.



Р и с. 6. Нормированные глобальные спектры модуля скорости течения и структурного параметра за 1–6 июня 2021 г.

F i g. 6. Normalized global spectra of the current velocity module and structural parameter for June 1–6, 2021



Р и с. 7. Модельные и экспериментальные значения скорости диссипации турбулентной энергии при слабом ветре. Обозначения: $\log - модель пристеночной турбулентности [4], C&B – модель$ [5], K&al. – модель [6]; MultSc – многомасштабная модель [7]; NStat – усовершенствованная не $стационарная модель, точки – экспериментальные данные, <math>V_{10}$ – скорость ветра на высоте 10 м, H_S – высота значительных волн, f_p – частота спектрального пика волнения, U_d – скорость течения **F i g.** 7. Model and experimental values of the turbulent energy dissipation rate at low wind. Designations: log is wall turbulence model [4], C&B is model [5], K&al. is model [6]; MultSc is multiscale model [7]; NStat is improved non-stationary model, points are experimental data, V_{10} is wind speed at the 10 m height, H_S is height of significant waves, f_p is frequency of wave spectral peak, U_d is current velocity

Экспериментальные наблюдения, осуществляемые в течение ряда лет сотрудниками отдела турбулентности МГИ на океанографической платформе, позволили собрать обширные массивы информации о турбулентном режиме приповерхностного слоя в различных гидрометеорологических условиях. Данные о вертикальном распределении скорости диссипации турбулентной энергии дают хорошую возможность верификации различных моделей в широком диапазоне скорости ветра и разном характере волнения. Как уже говорилось, одним из недостатков моделирования вертикального турбулентного обмена в приповерхностном слое моря является расхождение рассчитанных и измеренных значений скорости диссипации при слабых ветрах. Сопоставление расчетов по усовершенствованной модели и натурных данных показало, что во многом эта проблема решается предложенным методом учета дополнительной турбулизации слоя с помощью структурной функции.



Р и с. 8. Модельные и экспериментальные значения скорости диссипации турбулентной энергии при умеренном (a, b) и сильном (c, d) ветре. Обозначения те же, что на рис. 7 **F i g. 8.** Model and experimental values of the rate of turbulent energy dissipation at moderate (a, b) and strong (c, d) winds. The designations are the same as in Fig. 7

На рис. 7 представлены экспериментальные данные о скорости диссипации при слабых ветрах и результаты расчетов по различным моделям, включая описанную в настоящей работе усовершенствованную нестационарную модель. Краткое описание моделей, использовавшихся для сопоставления, приведено в Приложении. Как видно из рисунков, введение дополнительного источника турбулентности через структурную функцию существенным образом улучшает соответствие расчетов и натурных измерений. На рис. 8 приведены примеры расчетов и экспериментальных данных при умеренных и сильных ветрах. Здесь для иллюстрации предпочтение было отдано случаям, когда другие модели недостаточно хорошо соответствовали экспериментам. Совпадение данных предложенной модели с результатами измерениями при таких условиях также вполне удовлетворительное.

Обсуждение

По современным представлениям, в турбулентных сдвиговых потоках характеристики переноса импульса, энергии и других величин определяются

в большой степени крупномасштабным вихревым движением, а не хаотическим мелкомасштабным. Возникающие в турбулентном течении относительно крупные образования относят к когерентным структурам, называемым также детерминированными. По определению из работы [16, р. 307], «когерентная структура – это связанная турбулентная масса жидкости с мгновенно коррелированной по фазе завихренностью во всей ее пространственной области»⁴. Важность параметризации этих структур обосновывается тем, что они могут переносить до 80 % от всей энергии турбулентного течения 5. В экспериментальных данных достаточно трудно разделить когерентную и некогерентную турбулентность, поскольку мелкомасштабная турбулентность (колмогоровская) присутствует и в самих когерентных структурах. На приведенном выше (см. рис. 3) спектре имеются участки, вполне точно соответствующие результатам работы [15], то есть наши измерения подтверждают сложный характер турбулентного течения и существование когерентных структур в исследуемом слое, поэтому описание турбулентного обмена требует дополнительного учета этого явления. Рассчитанная спектральная функция, на наш взгляд, достаточно объективно характеризует интенсивность турбулентности, обусловленную локальными неустойчивостями в морских течениях в прибрежной зоне.

Как следует из рис. 5, структуры с определенными масштабами могут доминировать в тех или иных условиях, что позволяет на данном этапе использовать модельное представление структурной функции достаточно простой зависимостью. В настоящей работе влияние когерентных структур на генерацию турбулентности параметризовано гармонической функцией с амплитудой и периодом, определенными по экспериментальным значениям продольной структурной функции (рис. 4), причем течение предполагалось однородным по вертикали. Происхождение и эволюция таких структур в зоне проведения экспериментов требует дальнейшего изучения, но весьма вероятно, что формирование вихрей в прибрежной зоне Крыма аналогично схеме, предложенной в работе [17]. По нашим оценкам, пространственные масштабы вихревых образований, влияющих значимым образом на генерацию турбулентности, составляют от нескольких сот метров до 4–6 км.

Выше отмечалось, что широко используемые модели для описания вертикального турбулентного обмена в верхнем пограничном слое моря сильно расходятся с наблюдениями при слабых и сильных ветрах, тогда как при умеренном ветре модели работают вполне удовлетворительно. При слабом ветре в наших экспериментах расхождения результатов расчетов по различным моделям и данных измерений могли составлять два порядка и более [7]. Расчет же по усовершенствованной нестационарной модели кардинально улучшает соответствие данных модели и результатов экспериментов для таких погодных условий (рис. 7).

Важно отметить, что приведенные экспериментальные данные собраны в различные годы и в различные сезоны, но в подавляющем числе экспериментов расхождения этих данных с модельными были незначительными. При уме-

⁴ Перевод автора.

⁵ Гарбарук А. В., Стрелец М. Х., Шур М. Л. Моделирование турбулентности в расчетах сложных течений. Санкт-Петербург : Изд-во Политехн. ун-та, 2012. 88 с.

ренных и сильных ветрах модель также хорошо соответствует натурным измерениям (см. рис. 8), причем модельная константа для структурной функции оказалась достаточно универсальной, и модель хорошо работает примерно в 80 % рассмотренных случаев. Завышение модельных значений наблюдается при малой скорости течения 0,02–0,07 м/с, занижение – в отдельных случаях при штормовых условиях. Причины несоответствия требуют отдельного анализа всего комплекса гидрологических и метеорологических условий. Таким образом, можно сделать предварительный вывод, что влияние когерентных структур в турбулизации слоя становится доминирующим при слабом ветре, при умеренном и штормовом ветре их относительный вклад в генерацию турбулентности в самом верхнем слое моря уменьшается.

Заключение

Недостаточно полное описание сложных процессов обмена в верхнем пограничном слое моря влечет за собой неточности в прогнозировании таких важнейших параметров, как глубина перемешанного слоя и температура поверхности океана. В используемых в настоящее время климатических моделях рассматривается ограниченное число механизмов генерации турбулентности, определяющих интенсивность вертикального перемешивания, что нередко приводит к ощутимым различиям результатов расчетов и данных измерений.

В настоящей работе предложен усовершенствованный подход к описанию вертикального обмена в приповерхностном слое моря с введением в уравнение баланса турбулентной энергии члена, описывающего генерацию турбулентности когерентными структурами, образующимися в среднем течении. Физическим обоснованием такого подхода является представление о генерации турбулентности локальными неустойчивостями в потоке жидкости при больших числах Рейнольдса и сдвиговыми эффектами в относительно крупномасштабных вихревых структурах. Использование понятия структурной функции как характеристики трансформации энергии течения в турбулентность позволило получить весьма обнадеживающий результат, существенно улучшающий соответствие результатов расчетов и экспериментов в широком диапазоне гидрометеорологических условий. Количественное определение структурной функции и структурного параметра базируется на синхронном измерении скорости течения с помощью акустических измерителей в разнесенных по горизонтали точках. По глобальному спектру структурного параметра, рассчитанного с помощью вейвлет-анализа, выявлен доминирующий период колебаний интенсивности генерации турбулентности, который, по всей видимости, связан с существованием когерентных структур соответствующего масштаба в прибрежных морских течениях. Экспериментальные данные о временной изменчивости структурной функции параметризованы гармонической функцией, которая была встроена в модель.

Расчеты по предложенной модели показали кардинальное улучшение соответствия результатов расчетов с данными экспериментов при слабых ветрах, когда генерация турбулентности сдвигом скорости течения и поверхностным волнением незначительны. При умеренных и сильных ветрах модель также хорошо согласуется с натурными данными.

Приложение

Модели турбулентности, использовавшиеся для сопоставления с предложенной нестационарной моделью

1. В модели, предложенной в работе [4], предполагается, что турбулентность под поверхностью океана аналогична турбулентности у твердой стенки. Скорость диссипации турбулентной энергии в этом случае рассчитывается в соответствии с формулой

$$\varepsilon = u_*^3 / \kappa z$$
,

где $u_* = \sqrt{\tau/\rho}$ – динамическая скорость в воде; к – постоянная Кармана; *z* – глубина. Однако для применения такой аналогии, как отмечается в [4], необходимо правильно выбрать нулевую поверхность – фильтровать мелкие нерегулярные волны, а также правильно усреднять измеренные величины, чтобы получить структуру среднего течения, аналогичную турбулентному пограничному слою у плоской пластины. Часто эту модель называют логарифмической (по закону изменения скорости в турбулентном потоке вблизи твердой границы).

2. Одна из самых известных моделей турбулентности в приповерхностном слое разработана в работе [5], в которой для замыкания системы уравнений применяется гипотеза Прандтля о пути смешения. Эта модель показывает хорошее соответствие как натурным, так и лабораторным экспериментам [18, 19], причем результаты существенно зависели от величины параметра шероховатости z_0 и выбора масштаба турбулентности *l*. Слой у самой поверхности с повышенной скоростью диссипации трактовался как следствие потока турбулентной энергии от волн через поверхность.

В этой модели скорость диссипации и кинетическая энергия турбулентности определяются следующим образом:

$$\varepsilon = q^3 / Bl, \quad k = \frac{q^2}{2},$$

где q — масштаб скорости; l — масштаб длины; B = 16,6 — константа; $l = \kappa (z + z_0), z$ — глубина, z_0 — параметр шероховатости в воде, κ — постоянная Кармана. В модели получены как асимптотические аналитические решения, так и численные. Аналитически скорость диссипации выражается следующим образом:

$$\varepsilon = \varepsilon_{sh} + \varepsilon_{wv} = \frac{u_*^3}{B\kappa(z + z_0)} \left[\left(\frac{B}{S_M} \right)^{\frac{3}{4}} + \alpha \left(\frac{3B}{S_q} \right)^{\frac{1}{2}} \left(\frac{z_0}{z_0 + z} \right)^n \right], \quad n = \left(\frac{3}{k^2 B S_q} \right)^{\frac{1}{2}} = 2, 4,$$

$$S_M = 0,39, \quad S_q = 0,2.$$

К настоящему времени эта модель является наиболее распространенной для описания турбулентности вблизи поверхности моря и часто используется для сопоставления с натурными и лабораторными экспериментами.

3. В модели Кудрявцева и соавторов [6] в качестве источников турбулентной энергии в самом верхнем слое моря принимаются сдвиг скорости и обрушение волн, в том числе и микрообрушения. Обрушение рассматривается как объемный источник энергии и импульса, зависящий от спектрального состава поверхностных волн. В уравнении баланса турбулентной энергии диффузией предлагается пренебречь. В отличие от модели из работы [5] параметр шероховатости *z*₀ в поверхностном слое в эту модель не входит. Численные расчеты по ней показали вполне удовлетворительное согласие с экспериментальными результатами из работы [20].

4. Многомасштабная модель турбулентности, разработанная автором [7], основана на разделении спектра турбулентности на участки, в которых генерация турбулентности происходит разными механизмами. Для каждого из участков составляется соответствующая система уравнений, основанная на *k*-є модели. В качестве источников турбулентности рассматриваются сдвиг скорости дрейфового течения, нелинейные эффекты поверхностных волн и их обрушения. Для последних двух механизмов генерации предложены оригинальные параметризации. Предполагается также существование турбулентной диффузии волновой кинетической энергии. Модель показывает хорошее соответствие в широком диапазоне гидрометеорологических условий как собственным натурным данным, так и полученным другими авторами. Преимущество данной модели, по сравнению с другими аналогичными моделями, особенно наглядно проявляется в штормовых условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- A global perspective on Langmuir turbulence in the ocean surface boundary layer / S. E. Belcher [et al.] // Geophysical Research Letters. 2012. Vol. 39, iss. 18. L18605. https://doi.org/10.1029/2012GL052932
- Sullivan P. P., McWilliams J. C. Dynamics of winds and currents coupled to surface waves // Annual Review of Fluid Mechanics. 2010. Vol. 42. P. 19–42. https://doi.org/10.1146/annurevfluid-121108-145541
- Csanady G. T. The free surface turbulent shear layer // Journal of Physical Oceanography. 1984. Vol. 14, iss. 2. P. 402–411. https://doi.org/10.1175/1520-0485(1984)014<0402:TFSTSL>2.0.CO;2
- Benilov A. Yu., Ly L. N. Modelling of surface waves breaking effects in the ocean upper layer // Mathematical and Computer Modelling. 2002. Vol. 35, iss. 1–2. P. 191–213. https://doi.org/10.1016/S0895-7177(01)00159-5
- Craig P. D., Banner M. L. Modeling of wave-enhanced turbulence in the ocean surface layer // Journal of Physical Oceanography. 1994. Vol. 24, iss. 12. P. 2546–2559. https://doi.org/10.1175/1520-0485(1994)024<2546:MWETIT>2.0.CO;2
- 6. On the vertical structure of wind-driven sea currents / V. Kudryavtsev [et al.] // Journal of Physical Oceanography. 2008. Vol. 38, iss. 10. P. 2121–2144. https://doi.org/10.1175/2008JPO3883.1
- Chukharev A. M. Multitime scale model of turbulence in the sea surface layer // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2013. Vol. 49, iss. 4. P. 439–449. https://doi.org/10.1134/S0001433813040026
- Langmuir turbulence and surface heating in the ocean surface boundary layer / B. Pearson [et el.] // Journal of Physical Oceanography. 2015. Vol. 45, iss. 12. P. 2897–2911. https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0018.1
- Biases in structure functions from observations of submesoscale flows / J. Pearson [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2020. Vol. 125, iss. 6. e2019JCo15769. https://doi.org/10.1029/2019JC015769
- Измерительный комплекс «Сигма-1» для исследования мелкомасштабных характеристик гидрофизических полей в верхнем слое моря / А. С. Самодуров [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2005. № 5. С. 60–71. https://doi.org/10.1007/s11110-006-0005-1
- 11. Астафьева Н. М. Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения // Успехи физических наук. 1996. Т. 166, № 11. С. 1145–1170. https://doi.org/10.3367/UFNr.0166.199611a.1145

- Колмогоров А. Н. Локальная структура турбулентности в несжигаемой вязкой жидкости при очень больших числах Рейнольдса // Доклады АН СССР. 1941. Т. 30, № 4. С. 299–303.
- 13. Атмосферная когерентная турбулентность / В. В. Носов [и др.] // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25, № 9. С. 753–759. EDN PCIOJL.
- Chukharev A. M., Pavlov M. I. Turbulent Exchange in Unsteady Air–Sea Interaction at Small and Submesoscales // Izvestiya, Atmospheric and Ocean Physics. 2024. Vol. 60, iss. 1. P. 87– 94. https://doi.org/10.1134/S0001433824700105
- 15. Причины проявления неколмогоровской турбулентности в атмосфере / В. П. Лукин [et el.] // Успехи современного естествознания. 2014. № 12. С. 369–377. EDN TENVOX.
- Hussain A. K. M. F. Coherent structures and turbulence // Journal of Fluid Mechanics. 1986. Vol. 173. P. 303–356. https://doi.org/10.1017/S0022112086001192
- 17. Изменчивость поля течений в прибрежной зоне Черного моря по измерениям донной станции ADCP / A. Γ. Зацепин [и др.] // Океанология. 2012. Т. 52, № 5. С. 629–642. EDN PCIKPJ.
- Enhanced dissipation of kinetic energy beneath surface waves / Y. C. Agrawal [et al.] // Nature. 1992. Vol. 359. P. 219–220. https://doi.org/10.1038/359219a0
- Cheung T. K., Street R. L. The turbulent layer in water at an air-water interface // Journal of Fluid Mechanics. 1988. Vol. 194. P. 133–151. https://doi.org/10.1017/S0022112088002927
- Estimates of kinetic energy dissipation under breaking waves / E. A. Terray [et al.] // Journal of Physical Oceanography. 1996. Vol. 26, iss. 5. P. 792–807. https://doi.org/10.1175/1520-0485(1996)026<0792:EOKEDU>2.0.CO;2

Об авторе:

Чухарев Александр Михайлович, главный научный сотрудник, отдел турбулентности, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, ORCID ID: 0000-0003-1078-6425, Scopus Author ID: 6603038462, ResearcherID: G-3180-2013, alexchukh@mail.ru

СПУТНИКОВАЯ ГИДРОФИЗИКА

Научная статья

УДК 504.3.054 EDN: HGJNLZ

Особенности изменчивости параметра Ангстрема над Черным морем

Д. В. Калинская

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия ⊠ kalinskaya d v@mail.ru

Поступила в редакцию 27.04.2024; одобрена после рецензирования 09.09.2024; принята к публикации 20.11.2024.

Аннотация

Цель. Выявлены особенности изменчивости значений параметра Ангстрема, полученных на черноморских станциях Севастополь и *Section_*7 сети *AERONET* с весны 2019 г. по весну 2024 г. по данным спутникового и наземного мониторинга, а также результатов моделирования динамики атмосферы.

Методы и результаты. Для сравнительного анализа и оценки значений параметра Ангстрема использовались: результаты измерений портативным фотометром *SPM*, фотометрами со станций международной сети аэрозольного мониторинга *AERONET*, радиометром *VIIRS* со спутника *Suomi NPP*, данные о концентрации взвешенных частиц *PM*2.5 и *PM*10, полученные посредством измерений детектором *Espada M3*, а также результаты моделирования динамики атмосферы (данные моделей *HYSPLIT* и *SILAM*). Сравнительный анализ позволил выявить даты, в которые на одной из двух указанных станций были зарегистрированы оптические характеристики, соответствующие пылевому аэрозолю, а на второй аэрозоль такого типа не был обнаружен. Это подтверждает различную аэрозольную загрузку в атмосфере над западной и центральной частями Черного моря и пространственную изменчивость основных оптических характеристик аэрозоля при регистрации пылевого переноса со стороны пустыни Сахара. Измерения концентрации частиц *PM*2.5 и *PM*10, проведенные в дни с фоновых характеристик взвешенных частиц: *PM*2.5 = 7 мкг/м³, *PM*10 = 8 мкг/м³.

Выводы. Низкие значения параметра Ангстрема (ниже 0,8) сами по себе не являются показателем наличия в атмосфере такого аэрозоля, как пыль или дым. Однако в комплексе с высокими (превышающими фоновые более чем в 1,5 раза) значениями аэрозольной оптической толщины и концентрациями частиц PM2.5 и PM10, превышающими фоновые значения более чем в три раза, набор данных является доказательством присутствия в атмосфере аэрозоля этого типа. Отмечено, что такой аэрозоль может быть обнаружен по измерениям концентрации частиц PM 2.5 и PM10 только в том случае, когда он находится в приземном слое атмосферы, поэтому сделанные лишь на основании измерений счетных концентраций выводы о присутствии аэрозоля этого типа в атмосфере не являются достоверными.

Ключевые слова: SPM, AERONET, VIIRS, SILAM, обратные траектории, HYSPLIT, параметр Ангстрема, пылевой аэрозоль, аэрозоль, дым, спектральный коэффициент яркости моря, аэрозольная оптическая толщина, АОТ, Черное море, атмосферный аэрозоль, спутниковый мониторинг, наземный мониторинг, оптические характеристики

© Калинская Д. В., 2025

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2024-0012 «Анализ, диагноз и оперативный прогноз состояния гидрофизических и гидрохимических полей морских акваторий на основе математического моделирования с использованием данных дистанционных и контактных методов измерений». Автор выражает признательность С. М. Сакерину и Д. М. Кабанову за предоставление фотометра *SPM* и программное обеспечение к нему. Автор благодарит Тома Кушера (*Tom Kucsera*), Брента Холбена (*Brent Holben*), Джузеппе Зиборди (*Giuseppe Zibordi*) и группу Жене Фельдмана (*Gene Feldman*) из NASA за предоставление данных АОТ, расчеты данных *BTA*, обработку результатов измерений, полученных на севастопольской станции *AERONET*, и за возможность использования качественных данных фотометрических измерений.

Для цитирования: Калинская Д. В. Особенности изменчивости параметра Ангстрема над Черным морем // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 1. С. 101–118. EDN HGJNLZ.

Original article

Research of the Angstrom Parameter Variability over the Black Sea Region

D. V. Kalinskaya

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

Abstract

Purpose. The study is purposed at identifying the variability features of the Angstrom parameter values obtained at the Black Sea stations Sevastopol and *Section_7* of the *AERONET* network from spring, 2019 to spring, 2024 based on the satellite and ground monitoring data, as well as the results of atmospheric dynamics modeling.

Methods and Results. Comparative analysis and assessment of the Angstrom parameter values involved application of the following information on atmospheric aerosol: the data of ground-based measurements derived by a portable *SPM* photometer, the photometer at the stations of the *AERONET* international aerosol monitoring network, the *VIIRS* radiometer platform from the *Suomi NPP* satellite, the data on concentrations of suspended particles of *PM*2.5 and *PM*10 resulted from the *Espada M*3 detector measurements, as well as the results of atmosphere dynamics modeling (data of the *HYSPLIT* and *SILAM* models). The comparative analysis made it possible to reveal the dates on which the optical characteristics corresponding to dust aerosol were recorded at one of two indicated stations in the Black Sea, whereas at the other one, no aerosol of this type (i.e. optical characteristics corresponded to a clean atmosphere) was detected. This fact confirms the different aerosol loading in the atmosphere over the western and central parts of the Black Sea, and also the spatial variability of aerosol basic optical characteristics during dust transport from the Sahara Desert. The measurements of the *PM*2.5 and *PM*10 particle concentrations performed on the days with the background optical characteristics of atmospheric aerosol permitted to obtain the values of background characteristics of suspended particles: *PM*2.5 = 7 µg/m³ and *PM*10 = 8 µg/m³).

Conclusions. Low values of the Angstrom parameter (less than 0.8) do not by themselves indicate the presence of an aerosol, such as dust or smoke, in the atmosphere. However, being combined with high (exceeding the background values by more than 1.5 times) values of aerosol optical thickness and concentrations of PM2.5 and PM10 particles (exceeding the background values by more than 3 times), the data set is an evidence of the presence of aerosol – dust or smoke – in the atmosphere. It is noted that the aerosols of such types can be detected by the measurements of PM2.5 and PM10 particle concentrations only when they are in the atmosphere surface layer. Therefore, the conclusions on presence of these types of aerosols in the atmosphere, being based only on the measurements of calculated concentrations, are not reliable.

Keywords: *SPM*, *AERONET*, *VIIRS*, *SILAM*, reverse trajectories, *HYSPLIT*, Angstrom parameter, dust aerosol, aerosol, smoke, spectral coefficient of sea brightness, aerosol optical thickness, AOD, Black Sea, atmospheric aerosol, satellite monitoring, ground monitoring, optical characteristics

Acknowledgements: The work was carried out within the framework of theme of state assignment of Marine Hydrophysical Institute, RAS FNNN-2024-0012 "Analysis, nowcast and forecast of the state of hydrophysical and hydrochemical fields of marine water areas based on mathematical modeling using the data of remote and contact measurement methods". The author is grateful to S. M. Sakerin and D. M. Kabanov for providing the *SPM* photometer and its software. The author thanks Tom Kucsera, Brent Holben, Giuseppe Zibordi and the group of Gene Feldman from *NASA* for providing the AOD data, calculating the *BTA* data, processing the measurement results obtained at the Sevastopol *AERONET* station, as well as for the opportunity to use high-quality photometric measurement data.

For citation: Kalinskaya, D.V., 2025. Research of the Angstrom Parameter Variability over the Black Sea Region. *Physical Oceanography*, 32(1), pp. 133-149.

Введение

Необходимость исследования различных типов аэрозоля обусловлена целым рядом факторов его влияния на верхний слой вод акваторий. Во-первых, аэрозоль может переноситься на значительные расстояния от их источников, тем самым влияя на изменение химического состава атмосферы над регионами [1, 2].

Во-вторых, аэрозоль различного происхождения влияет на точность восстановления спектрального хода коэффициента яркости восходящего излучения [2–4]. Поскольку биооптические характеристики водоемов анализируют по спутниковым данным, для корректной оценки этих характеристик необходимо учитывать, какой аэрозоль находится в атмосфере над исследуемым регионом [5–9]. Аэрозоль (такой, как пыль и дым) не дает возможность получить объективные оценки, поскольку стандартный алгоритм атмосферной коррекции, используемый в *NASA*, не предполагает учет стратификации такого аэрозоля [1, 10].

В-третьих, аэрозоль содержит микроэлементы, в частности азот, фосфор и кремний, которые при осаждении на верхний слой водоемов могут служить дополнительными источниками питания фитопланктона [11, 12]. В зависимости от того, какого типа аэрозоль выявлен в атмосфере над исследуемым регионом в результате переноса, определяют, какие именно микроэлементы окажутся в верхнем слое вод после выпадения осадков.

В настоящее время широко исследуются различные аэрозольные фракции, т. е. распределение аэрозольных частиц в зависимости от их размера. Крупнодисперсная фракция (0,6–10 мкм) попадает в диапазон околонулевых значений показателей Ангстрема. Сложнее обстоит дело с субмикронной фракцией аэрозоля (0,1–0,6 мкм), поскольку параметр Ангстрема будет варьироваться при сдвиге максимума функции распределения по размерам внутри этого интервала.

В период развития пыльной бури процессы теплообмена и изменение динамики микрофизических процессов сопровождаются сильными ветрами и вторжением холодного воздушного фронта. Это приводит к переносу большого количества пылевой фракции аэрозоля с частицами размером более 2 мкм и к уменьшению содержания мелкодисперсной (субмикронной) фракции, что объясняется следующими причинами:

 вторжением более плотных воздушных масс с большим содержанием пыли, которое может привести к механическому вытеснению взвешенных частиц субмикронной фракции в более высокие слои воздуха;

2) слипанием частиц субмикронной фракции аэрозоля с частицами крупнодисперсной пылевой фракции;

3) выталкиванием мелкодисперсных отрицательно заряженных частиц пыли отрицательным электростатическим полем земной поверхности.

Частицы фоновой субмикронной фракции, сталкиваясь с более крупными частицами пылевой бури и отнимая у них электроны, оказываются заряженными отрицательно, а крупнодисперсные частицы – положительно. Затем субмикронные частицы поднимаются выше под воздействием электростатического поля Земли. Развитие пылевой бури способствует процессам, которые включают приобретение в результате столкновений между мелкодисперсными частицами отрицательного заряда, а между крупными – положительного, что способствует расслоению пылевого облака. Именно поэтому пылевую дымку можно наблюдать полосами [13]. Вследствие этого усиливается выброс частиц почвы электростатическими силами. Измерения концентрации ионов дисперсной фазы воздуха на уровне 500 и 6000 м при чистой и запыленной атмосфере [14–16] указывают на повышение концентрации отрицательно заряженных ионов и одновременно уменьшение количества положительно заряженных ионов в период пылевой бури, что также подтверждает электростатическую гипотезу.

Зачастую после сильных пылевых бурь даже летом проходят продолжительные ливневые дожди. При этом наиболее устойчивым от вымывания компонентом атмосферного аэрозоля является субмикронная фракция, которая после интенсивных дождей сохраняется в атмосфере, а грубодисперсная фракция уменьшается почти до 0. После дождя крупнодисперсная фракция аэрозоля полностью восстанавливается в атмосфере только через несколько дней. В спектре появляется дополнительная полоса в области 1300 см⁻¹, связанная с увеличением содержания нитратов в аэрозоле. Уменьшение полосы в области 1400 см⁻¹, по сравнению с областью 1300 см⁻¹, связано с уменьшением неорганических карбонатов. Уменьшается содержание силикатов в субмикронной фракции аэрозоля.

Исследования основных оптических характеристик над Черным морем являются актуальными и востребованными еще с начала XX в., однако подробный анализ пространственно-временной изменчивости параметра Ангстрема для данного региона все еще малоизученная задача оптики моря и атмосферы.

Цель исследования – проведение сравнительного анализа и оценки значений параметра Ангстрема, полученных на черноморских станциях Севастополь и *Section_*7 сети *AERONET* с весны 2019 г. по весну 2024 г. с использованием данных спутникового и наземного мониторинга, а также результатов моделирования динамики атмосферы.

Методы исследования и приборы

В работе использованы следующие типы данных об атмосферном аэрозоле: данные результатов измерений портативным фотометром SPM [17], фотометрами со станций международной сети аэрозольного мониторинга AERONET, радиометром VIIRS со спутника Suomi NPP [18–20]; данные моделей HYSPLIT и SILAM, а также концентрации частиц PM2.5 и PM10, полученные с помощью измерений детектором Espada M3. Взвешенные частицы (англ. 104 МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 1 2025 *particulate matter*, *PM*) относятся к загрязнителям атмосферы, которые чаще всего анализируют по массовым концентрациям частиц.

Параметр Ангстрема (а) – название показателя степени в формуле зависимости оптической толщины аэрозоля от длины волны

$$\tau(\lambda)/\tau(\lambda_0) = \left(\lambda/\lambda_0\right)^{-\alpha},\tag{1}$$

где $\tau(\lambda)$ – оптическая толщина на определенной длине волны; λ ; λ_0 – стандартная (опорная) длина волны ¹.

Аэрозольная оптическая толщина (АОТ) атмосферы чаще всего вычисляется, согласно закону Бугера, по спектральному ослаблению прямого солнечного излучения. В этом случае для определения АОТ рассчитывается ослабление света вследствие молекулярного рассеяния Рэлея и поглощения газообразными составляющими атмосферы, которое затем вычитается из общей оптической толщины атмосферы [21]. АОТ является индикатором изменчивости оптических свойств атмосферы вследствие корреляции между концентрациями аэрозольных частиц и коэффициентами ослабления света, данные о которых получают благодаря широкому использованию методов спутникового дистанционного зондирования [22, 23]. В настоящее время широко исследуются различные аэрозольные фракции, т. е. распределение аэрозольных частиц в зависимости от их размера. Крупнодисперсная фракция (0,6-10 мкм) попадает в диапазон околонулевых значений показателей Ангстрема. Сложнее обстоит дело с субмикронной фракцией аэрозоля (0,1–0,6 мкм), поскольку параметр Ангстрема будет варьироваться при сдвиге максимума функции распределения по размерам внутри этого интервала.

В настоящей работе для расчета АОТ используются измерения фотометров (*SPM* и *CIMEL*) на длинах волн λ в диапазоне 340–2134 нм, за исключением канала 936 нм, по измерениям на котором определяют содержание паров воды в столбе атмосферы [17, 22, 23].

Набор радиометров для визуализации в видимом инфракрасном диапазоне VIIRS (Visible Infrared Imaging Radiometer Suite) предоставляет аэрозольные продукты Deep Blue NASA Standard Level-2 (L2) спутниковой системы Joint Polar Satellite System (JPSS). VIIRS обеспечивает спутниковые измерения АОТ и аэрозольных свойств над сушей и океаном в виде ежедневных данных с шагом 6 мин. Для получения значений АОТ начиная с 17 февраля 2018 г. предложен алгоритм VIIRS Deep Blue Aerosol (DB) [21]. По результатам работы алгоритма создается массив научных данных, который содержит информацию о 55 слоях. Алгоритм DB создан для определения типа аэрозоля над сушей, а спутниковый алгоритм Satellite Ocean Aerosol Retrieval (SOAR) – над водой (акваториями). В результате обработки сигналов, полученных на определенных диапазонах работы VIIRS, по двум алгоритмам получают данные об АОТ «L2 Deep Blue», которые являются эталонными на длине волны 550 нм [18–20].

¹ Ångström A. On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air // Geografiska Annaler. 1929. Vol. 11, iss. 2. Р. 156–166. https://doi.org/10.1080/20014422.1929.11880498 МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 1 2025 105

Оба эти алгоритма позволяют определить тип атмосферного аэрозоля в дневное время при отсутствии облаков и снега. На суше тип аэрозоля классифицируется на основе значений АОТ, параметра Ангстрема (α), эквивалентной отражательной способности Ламберта (*LER*) и яркостной температуры. Комбинированный тип аэрозоля над сушей и океаном определяется на основе пикселей, прошедших проверку на качество [20].

Программный комплекс *SILAM* широко используется для изучения воздействия лесных пожаров, извержений вулканов, переноса пыли, а также других природных и техногенных катастроф на загрязнение атмосферы в целом. Схема расчета данного воздействия основана на модели Лагранжа – Эйлера. Система компьютерного моделирования рассеивания загрязняющих веществ *SILAM*, разработанная Финским метеорологическим институтом, представляет собой современный мощный инструмент для моделирования рассеивающих свойств аэрозолей, газовых составляющих, частиц пыли, радионуклидов и природных аллергенов в атмосфере [24].

Модель *SILAM* предоставляет карты, где показаны концентрации мелких частиц диаметром до 2,5 мкм (*PM*2.5) и крупных частиц 10 мкм (*PM*10) на высоте 10 м над землей. Локальные загрязнения невозможно распознать с помощью модели *SILAM*, однако глобальные загрязнения она хорошо визуализирует [24–27].

Для нахождения источников различных типов аэрозолей над Черным морем в данной работе используется программный комплекс моделирования обратных траекторий перемещения потоков *HYSPLIT*². Для оценки концентрации взвешенных частиц используются результаты измерений детектором *Espada M3* (URL: http://www.ocrkj.com) китайского производства, которые позволяют контролировать качество воздуха по следующим параметрам:

*РМ*2.5 – микрочастицы аэрозоля (диапазон измерения *РМ*2.5 и *РМ*10 0–2500 мкг/м³);

- *РМ*10 – частицы аэрозоля с размерами более 10 мкм;

– *TVOC*– летучие органические соединения, включая токсичные бензол и стирол (диапазон измерения *TVOC* 0 – 2,5 мг/м³);

– AQI – общий индекс качества воздуха (англ. Air Quality Index) – один из интегрированных показателей загрязненности атмосферного воздуха. Индекс качества воздуха является кусочно-линейной функцией концентрации загрязняющих веществ в атмосфере: диоксида серы (SO₂), диоксида азота NO₂, *PM*10 и *PM*2.5, окиси углерода (CO) и озона (O₃). Для каждого из этих загрязнителей Агентство США по охране окружающей среды (*EPA*) установило национальные стандарты качества воздуха. В основе вычисления *AQI* – соотношение измеренной усредненной концентрации загрязнителя и стандартной (допустимой) концентрации этого загрязнителя.

Детектор имеет цветной *TFT*-дисплей для отображения информации о состоянии воздуха на нескольких экранах. Светодиодное кольцо является инди-

² Draxler R. R., Rolph G. D. HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) model access via NOAA ARL READY website. Silver Spring, MD : NOAA Air Resources Laboratory, 2010.
катором качества воздуха и может изменять цвет от зеленого до красного в зависимости от значений измеряемых параметров, где зеленый цвет соответствует норме, а красный – критическому уровню загрязнения.

Результаты

В результате выборки данных измерений фотометром *SPM* станции Севастополь и фотометром *CIMEL* станции *Section_7* международной сети *AERONET* за период с 27.08.2019 по 31.03.2024 были получены 60 дат, в которые рассчитанные значения параметра Ангстрема на станциях различались более чем в 2,5 раза. На рис. 1 выделены пять дат, в которые значения α различались более чем в 10 раз. Из 60 дат исследуемого периода в 17 из них были выявлены различия значений более чем в 5 раз. Максимальная разница значений параметра Ангстрема (более чем в 27 раз) была получена 09.09.2020 ($\alpha_{SPM} = 0,05$, а $\alpha_{AERONET} = 1,46$). Такая разница в значениях указывает на то, что в атмосфере над западной и центральной частями Черного моря наблюдались различные типы аэрозоля.



Р и с. 1. Параметр Ангстрема на станциях сети *AERONET* Севастополь по данным фотометра *SPM* и *Section_*7 по данным фотометра *CIMEL*

F i g. 1. The Angstrom parameter values at the stations of *AERONET* network: Sevastopol – based on the *SPM* photometer data, and *Section*_7 – based on the *CIMEL* photometer data

Анализ основных оптических характеристик показал, что спектральный ход АОТ, полученный по данным двух фотометров за 09.09.2020, сильно различается в диапазоне длин волн 380–680 нм. Например, сравнительный анализ значений АОТ на длине волны 500 нм (АОТ(500)) показал разницу значений в два раза. Однако стоит отметить, что и на станции Севастополь, и на станции *Section_*7 полученные значения АОТ в несколько раз ниже фоновых (для станции Ceвастополь AOT(500) = 0,036 при фоновой AOT(500) = 0,18, а для *Section_*7 AOT(510) = 0,074 при фоновой AOT(510) = 0,15 (рис. 2)). При исследовании атмосферы над различными регионами для выявления аномальных ситуаций определяют фоновые характеристики атмосферного аэрозоля. В данной работе под фоновым аэрозолем подразумеваются средние значений).



Р и с. 2. Спектральная изменчивость АОТ на станциях сети *AERONET*: *Section*_7 по данным измерений фотометра *CIMEL* и Севастополь по данным фотометра *SPM* за 09.09.2020 **F i g. 2.** Spectral variability of AOD values at the stations of *AERONET* network: *Section*_7 – based on the *CIMEL* photometer measurements, and Sevastopol – based on the *SPM* photometer data on 09.09.2020

Анализ спутниковых изображений 09.09.2020 показал, что атмосфера над акваторией Черного моря была чистой (облачность минимальная) (рис. 3, *a*). Для всех исследуемых областей региона Черного моря по алгоритму *DB* был определен преимущественный тип аэрозоля за этот день: над западной частью Черного моря – пылевой и смешанный, а над станцией Севастополь – фоновый (рис. 3, *b*).



Р и с. 3. Спутниковые изображения спектрорадиометра *VIIRS* за 09.09.2020: цветосинтезированное в естественных цветах (*TrueColor*) (*a*), полученное по алгоритму *Satellite Ocean Aerosol Retrieval* (*b*) (Источник: AERDB_L2_VIIRS_NOAA20_NRTdoi:10.5067/VIIRS/AERDB_L2_VIIRS_NOAA20_NRT.002; AERDB_L2_VIIRS_NOAA20 doi:10.5067/VIIRS/AERDB_L2_VIIRS_NOAA20.002) **F i g. 3.** *VIIRS* spectroradiometer images: color-synthesized in natural colors (*TrueColor*) (*a*), and obtained using the *Satellite Ocean Aerosol Retrieval* algorithm (*b*) for 09.09.2020 (Source: AERDB_L2_VIIRS_NOAA20_NRTdoi:10.5067/VIIRS/AERDB_L2_VIIRS_NOAA20_NRT.002; AERDB_L2_VIIRS_NOAA20_NRTdoi:10.5067/VIIRS/AERDB_L2_VIIRS_NOAA20_NRT.002; AERDB_L2_VIIRS_NOAA20_NRTdoi:10.5067/VIIRS/AERDB_L2_VIIRS_NOAA20_NRT.002; AERDB_L2_VIIRS_NOAA20_NRTdoi:10.5067/VIIRS/AERDB_L2_VIIRS_NOAA20_NRT.002; AERDB_L2_VIIRS_NOAA20doi:10.5067/VIIRS/AERDB_L2_VIIRS_NOAA20_NRT.002; AERDB_L2_VIIRS_NOAA20doi:10.5067/VIIRS/AERDB_L2_VIIRS_NOAA20_NRT.002; AERDB_L2_VIIRS_NOAA20_NRT.002; AERDB_L2_VIIRS_NOAA20_NRT.002]

Для дня с максимальной разницей значений а были проанализированы данные моделирования обратных траекторий воздушных потоков *HYSPLIT*

(рис. 4) и данные о загрузке пылевым аэрозолем *SILAM* (рис. 5). По результатам модели *HYSPLIT* видно, что на двух высотах (2000 и 3000 м) для обеих станций регистрируется перенос с северо-востока. Данные о направлении переноса на высоте 1500 м различаются: для западной черноморской станции *Section_7* наблюдается перенос с северо-востока, а для станции Севастополь (как и на двух других высотах) – с северо-запада (рис. 4, *a*).



Р и с. 4. Обратные траектории переноса воздушных потоков по результатам моделирования *HYSPLIT* за 09.09.2020 г. для станций сети *AERONET*: Севастополь (*a*) и *Section_*7 (*b*) (URL: http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php)

F i g. 4. Reverse trajectories of air flow transfer based on the results of *HYSPLIT* modeling for the stations of *AERONET* network: Sevastopol (*a*) and *Section*_7 (*b*) for 09.09.2020 (URL: http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php)



Рис. 5. Результаты моделирования концентрации пыли в атмосфере по данным *SILAM* для станций сети *AERONET* Севастополь и *Section*_7 за 09.09.2020 г. (URL: https://thredds.silam.fmi.fi/thredds/catalog/catalog.html)

F i g. 5. Results of modeling dust concentration in the atmosphere based on the *SILAM* data for the stations of *AERONET* network Sevastopol and *Section*_7 for 09.09.2020 (URL: https://thredds.silam.fmi.fi/thredds/catalog/catalog.html)

По данным модели *SILAM* о загрузке пылевым аэрозолем были получены концентрации пыли для обеих станций. Как видно из рис. 5, a, на станции Севастополь за 09.09.2020 концентрация пыли нулевая (пыль не обнаружена), тогда как на западной черноморской станции ее значение в 14:00 достигало 60 мкг/м³. Согласно рис. 5, b, источник пылевой активности за этот день переместился со стороны пустыни Каракумы вдоль Каспийского моря в сторону северо-запада, а обратные траектории по результатам модели *HYSPLIT* для станции *Section*_7 проходили именно через область облака пыли (см. рис. 4, b).

В результате анализа изменчивости параметра Ангстрема (см. рис. 1) выделен период с 27.08.2019 по 30.09.2019, когда в течение всего месяца значения на двух станциях различались в 5 раз и более. Максимальная разница в 13 раз была получена 08.09.2019 ($\alpha_{SPM} = 0, 1, a \alpha_{AERONET} = 1,31$), а минимальная разница в 5 раз – 06.09.2019 ($\alpha_{SPM} = 0,3$, а $\alpha_{AERONET} = 1,6$). На рис. 6 также выделены даты 27.08.2019 и 30.09.2019, когда значения параметра Ангстрема различались в 11 и 9 раз.



Р и с. 6. Параметр Ангстрема для станций сети *AERONET* Севастополь и *Section_*7 с 27.08.2019 по 30.09.2019

F i g. 6. The Angstrom parameter for the stations of *AERONET* network Sevastopol and *Section*_7 for the period 27.08.2019–30.09.2019

Еще одной характеристикой качества атмосферного воздуха и аэрозоля является концентрация частиц *PM*2.5 и *PM*10. Концентрацию частиц получают только для приземного слоя, именно поэтому характеристика не может полностью отражать ситуацию с аэрозольной загрузкой. Данная характеристика используется для оценки локальных выбросов, например вблизи промышленных предприятий или вблизи сельскохозяйственных полей, где используют химикаты для обработки от насекомых. АОТ, в отличие от концентрации взвешенных частиц, измеряется во всем столбе атмосферы [18, 22], поэтому именно ее анализ чаще используется для определения состояния атмосферы над исследуемым регионом. Чтобы исключить воздействие локальных выбросов аэрозольных загрязнений, вызванных масштабными переносами аэрозоля за период с июня 2023 по май 2024 г., на точность определения концентрации частиц, был проанализирован набор данных, включающий значения концентраций частиц *PM*2.5 и *PM*10, полученные по данным детектора *Espada M*3, спектральные значения AOT по данным фотометра *SPM*, спутниковые данные *VIIRS* и данные об аэрозоле по модели *SILAM*. Анализ всех этих данных необходим для оценки воздействия на поверхностный слой Черного моря осаждения аэрозоля. Выявление аэрозоля, содержащего микроэлементы (азот, фосфор и кремний), важно, так как при осаждении он попадает в верхний слой водоемов и в дальнейшем может вызывать кратковременный рост биопродуктивности фитопланктона [28–32]. Когда дополнительное поступление микроэлементов прекращается, биопродуктивность возвращается к первоначальному уровню.

Ранее для станции Севастополь были получены фоновые значения основных оптических характеристик [13, 33]. Для дней с такими характеристиками был проведен анализ изменчивости значений *PM*2.5 и *PM*10, который позволил получить фоновые значения концентрации мелких и крупных частиц: *PM*2.5 = 7 мкг/м³, *PM*10 = 8 мкг/м³.

В течение всего дня 30 ноября наблюдались низкие относительно фоновых значения АОТ (среднедневное значение AOT(500) = 0,06), однако значения концентрации частиц, по данным измерений детектора *Espada M3*, за этот день превышали фоновые более чем в три раза (*PM2.5* = 23 мкг/м³, *PM10* = 25 мкг/м³). Анализ вклада крупных и мелких частиц в общее распределение АОТ за этот день показал преимущество мелкодисперсного аэрозоля (85 %). Данные о концентрации частиц по модели *SILAM* показали минимальные расхождения с натурными данными (рис. 7). Такие значения АОТ и концентраций частиц показывают, что за 30.11.2023 аэрозоль не достиг слоев верхней атмосферы, аэрозольное воздействие было локальным в поверхностном слое атмосферы до 50 м (измерения проводились на высоте 45 м) и приземной аэрозоль внес минимальный вклад в общую величину АОТ всего слоя атмосферы.



Р и с. 7. Результаты моделирования концентрации частиц *PM*2.5 (*a*); *PM*10 (*b*) по данным *SILAM* на 22:00 29.11.2021

F i g. 7. Results of simulating the concentrations of *PM*2.5 (*a*) and *PM*10 (*b*) particles based on the *SILAM* data at 22:00 on 29.11.2021

В период с 07.10.2023 по 07.11.2023 были получены аномально низкие значения параметра Ангстрема и АОТ (рис. 8). Из 13 дней измерений только за один день (23.10.2023) значения аэрозольной оптической толщины (АОТ(500) = 0,26) превышали фоновые, однако значения параметра Ангстрема ($\alpha = 0,3$) и за этот день были намного ниже фонового значения ($\alpha = 1,25$). Солнечная ясная погода наблюдалась 23.10.2023 до 14:00. Именно в этот дневной промежуток были получены отличающиеся от фоновых значения основных оптических характеристик, что соответствует присутствию в атмосфере аэрозоля, например пылевого аэрозоля или дыма. При этом, по данным детектора *Espada M3*, значения концентрации частиц *PM*2.5 не превышали 12 мкг/м³, а *PM*10 – 13 мкг/м³.

После 14:00 на небе появилась сплошная плотная дымка, которая не позволила продолжить измерения фотометром, однако измерения детектором не зависят от наличия солнца, поэтому мониторинг значений концентрации был продолжен. В результате измерений был зарегистрирован постепенный рост концентрации частиц: в 17:30 значения *PM*2.5 составляли 27 мкг/м³, а *PM*10 – 34 мкг/м³, к 21:30 они достигли максимума – *PM*2.5 = 31 мкг/м³ и *PM*10 = 36 мкг/м³. Именно такой характер изменчивости параметров атмосферы говорит о том, что частицы аэрозоля в начале дня находились выше приземного слоя (что было подтверждено повышенными значениями AOT), а затем, постепенно осаждаясь на подстилающую поверхность, стали коагулировать влагу, образуя слой дымки.



Р и с. 8. Параметр Ангстрема и АОТ(500) по данным фотометра *SPM* на станции Севастополь **F i g. 8.** The Angstrom parameter and AOD(500) based on the *SPM* photometer data at Sevastopol station

Стоит отметить, что в начале и середине дня крупные и мелкие частицы присутствовали в среднем количестве в приземном слое (данные детектора в пределах среднегодовых значений $PM2.5 = 11 \text{ мкг/m}^3$ и $PM10 = 12 \text{ мкг/m}^3$). После 14:00 началось интенсивное осаждение частиц аэрозоля, в результате к 21:30 максимальное их количество выпало на подстилающую поверхность, что подтверждается максимальными значениями концентрации частиц PM2.5и PM10. Спутниковые данные подтверждают перенос пылевого аэрозоля 23.10.2023 со стороны пустыни Сахара (рис. 9, *a*, *b*). Значения VIIRS AOT(500) в интервале от 0,27 до 0, 275 (отмеченные на шкале (рис.9, *c*)) близки к фотометрическим натурным значениям, полученным на станции Севастополь.



b



а

Р и с. 9. Спутниковые изображения пылевого переноса спектрорадиометра *VIIRS* за 23.10.2023: цветосинтезированное в естественных цветах (*True Color*) (*a*); полученное по алгоритму *Satellite Ocean Aerosol Retrieval* (*b*) и по спутниковым измерениям AOT(500) (*c*)

F i g. 9. Satellite images of dust transfer obtained by the *VIIRS* spectroradiometer for 23.10.2023: color-synthesized in natural colors (*TrueColor*) (*a*); obtained using the *Satellite Ocean Aerosol Retrieval* algorithm (*b*) and obtained using satellite AOD(500) measurements (*c*)



Р и с. 10. Пространственное распределение по спутниковым данным *VIIRS*, полученным над Черноморским регионом за 19.10.2023, аэрозольной оптической толщины на длине волны 500 нм (*a*), концентрации хлорофилла *a* (*b*)

F i g. 10. Spatial distribution of aerosol optical depth at a wavelength 500 nm (*a*) and chlorophyll *a* concentration based on the *VIIRS* satellite data obtained over the Black Sea region (*b*) for 19.10.2023







Р и с. 11. Спутниковое изображение: цветосинтезированное в естественных цветах (TrueColor) (a), полученное по алгоритму Satellite Ocean Aerosol Retrieval (b), по спутниковым измерениям АОТ(500) (с), концентрации хлорофилла a (d) по спутниковым данным VIIRS за 20.10.2023 над Черноморским регионом; обратные траектории переноса воздушных потоков по результатам моделирования HYSPLIT для западной черноморской станции

F i g. 11. Satellite images: color-synthesized in natural colors (TrueColor) (a), obtained using the Satellite Ocean Aerosol Retrieval algorithm (b), obtained using the AOD(500) satellite measurements (c) and chlorophyll a concentration (d) based on the VIIRS satellite data obtained over the Black Sea region on 20.10.2023; reverse trajectories of air flow transfer based on the results of HYSPLIT modeling for the western Black Sea station

В предыдущих исследованиях было показано, что над Черным морем регистрируются пылевые переносы длительностью от 1 до 10 сут [1, 13, 34]. МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 1 2025

114

Для определения начала переноса были проанализированы данные второй половины октября. Значения АОТ 19.10.2023, полученные на станции Севастополь по измерениям *SPM*, соответствовали значениям АОТ чистой атмосферы (AOT(500) = 0,040), как и спутниковые данные *VIIRS* AOT(500) = 0,04, которые полностью совпадают с натурными данными (отмечены на шкале AOT (рис. 10, *a*)). Значения концентрации хлорофилла *a* за исследуемый день типичны для октября (рис. 10, *b*).

Уже 20.10.2023 параметры атмосферы над западной частью акватории и побережья Черного моря изменились и по фотометрическим, и по спутниковым, и по модельным данным. Именно дата 20.10.2023 является началом пылевого переноса со стороны пустыни Сахара (рис. 11). Как видно из рис. 11, западная часть акватории, в которой не определились значения концентрации хлорофилла *a*, не закрыта облаками, поэтому отсутствие данных можно объяснить только присутствием большого количества аэрозольных частиц над этой областью. Данный факт подтверждают высокие значения АОТ и доминирующий пылевой тип аэрозоля по данным радиометра *VIIRS* (рис. 11).

Анализ спутниковых, натурных и модельных данных показал, что окончание пылевого переноса регистрируется над черноморскими станциями 29.10.2023 (пылевой шлейф за этот день сместился в сторону юго-западного побережья), а уже 30.10.2023 пылевой аэрозоль полностью отсутствует в атмосфере над всей акваторией и побережьем Черного моря. Это означает, что низкие значения параметра Ангстрема сами по себе не являются показателем наличия в атмосфере аэрозоля, такого как пыль или дым. Но в сочетании с высокими значениями аэрозольной оптической толщины и концентрации частиц PM2.5 и PM10 они дают основания утверждать, что над исследуемой областью находится аэрозоль этих двух типов (в то же время нельзя утверждать, что он присутствует над всем исследуемым регионом).

Заключение

Сравнительный анализ значений параметра Ангстрема на черноморских станциях Севастополь и *Section_7* позволил выявить даты, в которые на одной станции были зарегистрированы оптические характеристики, соответствующие пылевому аэрозолю, а на второй станции аэрозоль данного типа не был обнаружен. Это подтверждает различную аэрозольную загрузку над западной и центральной частями Черного моря и пространственную изменчивость основных оптических характеристик аэрозоля при регистрации пылевого переноса со стороны пустыни Сахара.

Проведенные измерения концентрации частиц *PM*2.5 и *PM*10 в дни с фоновыми оптическими характеристиками атмосферного аэрозоля позволили получить значения фоновых характеристик взвешенных частиц (*PM*2.5 = 7 мкг/m^3 , *PM*10 = 8 мкг/м³).

Главный вывод исследования: низкие значения параметра Ангстрема в комплексе с высокими (превышающими фоновые более чем в 1,5 раза) значениями аэрозольной оптической толщины, а также высокими (превышающими фоновые более чем в 3 раза) значениями концентрации частиц *PM*2.5 и *PM*10 являются показателем наличия в атмосфере над исследуемой областью пылевого аэрозоля или дыма от пожаров. Однако если на фотометрической станции получены только низкие значения параметра Ангстрема, это не указывает на присутствие в атмосфере аэрозоля, такого как пыль или дым. В данной работе показано, что наличие аэрозоля этих типов над одной областью Черноморского региона (над Севастополем) не означает их наличие над всей акваторией Черного моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Kalinskaya D. V., Varenik A. V. The research of the dust transport impact on the biogeochemical characteristics of the Black Sea surface layer // Proceeding of SPIE. SPIE, 2019. Vol. 11208 : 25th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 1120845. https://doi.org/10.1117/12.2540432. EDN TUJSHK.
- Korchemkina E. N., Kalinskaya D. V. Algorithm of additional correction of Level 2 remote sensing reflectance data using modelling of the optical properties of the Black Sea waters // Remote Sensing. 2022. T. 14, iss. 4. 831. EDN ETNGND. https://doi.org/10.3390/rs14040831
- Биооптические характеристики морей, омывающих берега западной половины России, по данным спутниковых сканеров цвета 1998–2017 гг. / О. В. Копелевич [и др.]. Москва : ИО РАН, 2018. 140 с.
- 4. Копелевич О. В., Шеберстов С. В., Вазюля С. В. Подводное световое поле в поверхностном слое Баренцева моря и спектральный коэффициент яркости водной толщи при различных океанологических условиях // Материалы 18-й Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Москва : ИКИ РАН, 2020. С. 216. EDN SEBHMT.
- 5. Корчемкина Е. Н., Шибанов Е. Б., Ли М. Е. Усовершенствование методики атмосферной коррекции для дистанционных исследований прибрежных вод Черного моря // Исследование Земли из космоса. 2009. № 6. С. 24–30. EDN JVVGXQ.
- 6. Копелевич О. В., Буренков В. И., Шеберстов С. В. Разработка и использование региональных алгоритмов для расчета биооптических характеристик морей России по данным спутниковых сканеров цвета // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2006. Т. З, № 2. С. 99–105. EDN NDPPHL.
- Проявление особенностей оптических свойств атмосферного аэрозоля над Черным морем при интерпретации данных спутникового прибора SeaWiFS / В. С. Суетин [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2004. № 1. С. 69–79. EDN YXQYNV.
- Уточненная интерпретация данных наблюдений Черного моря спутниковым прибором SeaWiFS осенью 1998 года / В. С. Суетин [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2008. № 2. С. 68–79. EDN YORKCD.
- 9. Суетин В. С., Королев С. Н., Кучерявый А. А. Использование спутниковых наблюдений для определения спектральных зависимостей оптических характеристик вод Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2014. № 3. С. 77–86. EDN TEWSCT.
- Минералогический состав пылевого аэрозоля в период пылевых бурь / М. И. Ходжахон [и др.] // Доклады Академии наук Республики Таджикистан. 2017. Т. 60, № 1–2. С. 64– 67. EDN YUMUBH.
- 11. Вареник А. В. Неорганический азот в атмосферных осадках города Севастополя: источники, изменчивость и влияние на поверхностный слой прибрежных районов Черного моря // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2017. Т. 28, № 6. С. 75–84. EDN ZXHLQR. https://doi.org/10.21513/0207-2564-2017-6-75-84
- 12. Даценко Ю. С., Пуклаков В. В. Прогноз развития фитопланктона в проектируемом низконапорном водохранилище на р. Дон // Водные ресурсы. 2020. Т. 47, № 1. С. 57–67. EDN EJHZFN. https://doi.org/10.31857/S0321059620010046

- Калинская Д. В. Исследование особенностей оптических характеристик пылевого аэрозоля над Черным морем // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь, 2012. Вып. 26, т. 2. С. 151– 162. EDN VWSEGX.
- Костяной А. Г. Спутниковый мониторинг параметров климатической системы Земли. Часть 1 – Океан // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017. Т. 2. С. 63–85. EDN ZELKBD. https://doi.org/10.21513/2410-8758-2017-2-63-85
- Kok J. F., Renno N. O. Enhancement of the emission of mineral dust aerosols by electric forces // Geophysical Research Letters. 2006. Vol. 33, iss. 19. L19S10. https://doi.org/10.1029/2006GL026284
- Назаров Б. И., Маслов В. А., Абдулаев С. Ф. Оптические и микрофизические параметры аридного пылевого аэрозоля // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46, № 4. С. 505–511. EDN MTIZSH.
- 17. Солнечные фотометры для измерений спектральной прозрачности атмосферы в стационарных и мобильных условиях / С. М. Сакерин [и др.] // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25, № 12. С. 1112–1117. EDN PKZHTN.
- Suomi NPP VIIRS sensor data record verification, validation, and long-term performance monitoring / C. Cao [et al.] // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2013. Vol. 118, iss. 20. P. 11664–11678. https://doi.org/10.1002/2013JD020418
- Validation of VIIRS AOD through a comparison with a Sun photometer and MODIS AODs over Wuhan / W. Wang [et al.] // Remote Sensing. 2017. Vol. 9, iss. 5. 403. https://doi.org/10.3390/rs9050403
- VIIRS Version 2 Deep Blue Aerosol Products / J. Lee [et al.] // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2024. Vol. 129, iss. 6. e2023JD040082. EDN OPGDOS. https://doi.org/10.1029/2023JD040082
- 21. *Розенберг Г. В.* Оптические исследования атмосферного аэрозоля // Успехи физических наук. 1968. Т. 95, № 1. С. 159–208. https://doi.org/10.3367/UFNr.0095.1968051.0159
- Dubovik O., King M. D. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2000. Vol. 105, iss. D16. P. 20673–20696. EDN AWHOLC. https://doi.org/10.1029/2000JD900282
- Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations / O. Dubovik [et al.] // Journal of the Atmospheric Sciences. 2002. Vol. 59, iss. 3. P. 590–608. EDN WTPOZP. https://doi.org/10.1175/1520-0469(2002)059<0590:voaaop>2.0.co;2
- A dispersion modelling system SILAM and its evaluation against ETEX data / M. Sofiev [et al.] // Atmospheric Environment. 2006. Vol. 40, iss. 4. P. 674–685. EDN MYMAKL. https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2005.09.069
- Evaluation of multidecadal high-resolution atmospheric chemistry-transport modelling for exposure assessments in the continental Nordic countries / L. M. Frohn [et al.] // Atmospheric Environment. 2022. Vol. 290. 119334. EDN PWQZFD. https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2022.119334
- Pre-operational validation of air quality forecasting model SILAM for India / A. Tiwari [et al.] // Journal of Pollution Effects & Control. 2022. Vol. 10, iss. 4. 343. URL: https://helda.hel-sinki.fi/server/api/core/bitstreams/7af36183-b475-4f92-8d91-19b5251f7e09/content (data of access: 15.01.2025).
- Variability of aerosol concentrations of fractions PM10 and PM2.5 in the atmosphere surface layer at the reference monitoring station Boyarsky / A. L. Dementeva [et al.] // Proceeding of SPIE. SPIE, 2019. Vol. 12780 : 29th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 127805X. https://doi.org/10.1117/12.2690736
- Migon C., Sandroni V. Phosphorus in rainwater: Partitioning inputs and impact on the surface coastal ocean // Limnology and Oceanography. 1999. Vol. 44, iss. 4. P. 1160–1165. https://doi.org/10.4319/lo.1999.44.4.1160
- Griffin D. W., Kellogg C. A. Dust storms and their impact on ocean and human health: dust in Earth's atmosphere // EcoHealth. 2004. Vol. 1, iss. 3. P. 284–295. EDN NXWJQH. https://doi.org/10.1007/s10393-004-0120-8

- Middleton N., Kang U. Sand and dust storms: Impact mitigation // Sustainability. 2017. Vol. 9, iss. 6. 1053. EDN YICTXM. https://doi.org/10.3390/su9061053
- 31. Вареник А. В., Коновалов С. К. Вклад атмосферных осадков в поступление биогенных элементов в районе крымского побережья // Закономерности формирования и воздействия морских, атмосферных опасных явлений и катастроф на прибрежную зону РФ в условиях глобальных климатических и индустриальных вызовов («Опасные явления-Ш»). Ростовна-Дону : ЮНЦ РАН, 2021. С. 253–256. EDN BJXXSP.
- 32. *Орехова Н. А.* Режим биогенных элементов Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 6. С. 710–726. EDN EFDKRY. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2021-6-710-726
- Результаты измерений аэрозольной оптической толщи атмосферы в Черноморском регионе (2015–2016) / Д. В. Калинская [и др.] // Оптика атмосферы и океана. 2017. Т. 30, № 6. С. 489–496. https://doi.org/10.15372/AOO20170607. EDN YTZDJT.
- 34. Калинская Д. В., Папкова А. С. Изменчивость коэффициента яркости в условиях пылевого переноса по данным спутника Sentinel-3 на примере Черного моря и Севастополя // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 3. С. 399–415. EDN MJXKNT. https://doi.org/10.29039/0233-7584-2023-3-399-415

Об авторе:

Калинская Дарья Владимировна, младший научный сотрудник, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), Scopus Author ID: 56380591500, SPINкод: 2622-1010, kalinskaya@mhi-ras.ru

Морской гидрофизический институт РАН

Подписку на очередные номера «Морского гидрофизического журнала» можно оформить по Интернет каталогу «Пресса по подписке» (индекс 93632).

Адрес редакции:

299011, Севастополь, ул. Капитанская, д. 2 Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Морской гидрофизический институт РАН» Тел.: +7 (8692) 54-02-23 Сайт «Морского гидрофизического журнала»: мгфж.рф *Physical Oceanography* (англоязычная версия): http://www.physical-oceanography.ru E-mail: journal@mhi-ras.ru

Редакторы: Н. Б. Мороз, Л. Г. Анисимова, Р. В. Камышников Компьютерная верстка: Л. А. Иванчик Перевод: Т. А. Кузнецова, Е. Е. Петрова, Д. Б. Галаев Информационная поддержка сайта журнала: А. О. Конопляников Дизайн обложки: П. В. Поликарпов

Подписано в печать 31.01.2025 г. Дата выхода в свет 28.02.2025 г. Формат 70 × 108¹/₁₆. Цифровая печать. Усл. печ. л. 6,4. Усл. кр.-отт. 7,0. Уч.-изд. л. 6,85. Бумага офсетная. Тираж 50 экз. Цена свободная.

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