

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РАН
ST. PETERSBURG RESEARCH CENTER OF RAS

**ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ
И ПРИКЛАДНАЯ ГИДРОФИЗИКА**

ТОМ 15, № 2
2022

**FUNDAMENTAL
AND APPLIED HYDROPHYSICS**

VOL. 15, No. 2
2022

Учредители:
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ И ПРИКЛАДНАЯ ГИДРОФИЗИКА

Том 15 № 2 2022

Основан в 2008 г.

Выходит 4 раза в год

ISSN 2073-6673 (print)

*Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН*

Главный редактор
Член-корреспондент РАН
А. А. Родионов

Адрес редакции: 199034, Санкт-Петербург,
Санкт-Петербургский научный центр РАН
Университетская наб., д. 5
Телефон 8(812) 328-50-66
nsgf2008@yandex.ru
<https://hydrophysics.spbrc.ru>

Редактор *А. В. Сторожевых*

Подписано к печати 25.05.2022 г. Дата выпуска в свет 25.06.2022 г. Формат 60 × 84¹/₈.
Печать цифровая. Усл. печ. л. 18,8. Уч.-изд. л. 18,8. Тираж 50 экз. Тип. зак. № 2977.

Изготовление оригинал-макета и печать
Издательско-полиграфический центр Политехнического университета Петра Великого
195251, Санкт-Петербург, Политехническая ул., 29.
Телефон 8(812) 552-77-17, 552-66-19, 550-40-14
tipog@spbstu.ru
www.polytechpress.ru

© Российская академия наук, 2022

© Санкт-Петербургский научный центр Российской академии наук, 2022

© Составление. Редколлегия журнала «Фундаментальная и прикладная гидрофизика», 2022

Founders:
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

SAINT-PETERSBURG RESEARCH CENTER
OF THE RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

FUNDAMENTAL AND APPLIED HYDROPHYSICS

Vol. 15 No. 2 2022

Founded in 2008

Publication frequency: quarterly

ISSN 2073-6673 (print)

*The Journal is published under conduction of
the Department of Earth Sciences RAS*

Chief Editor
Corresponding Member of RAS
A. A. Rodionov

Postal address: Russia, St. Petersburg, 199034,
Saint-Petersburg Research Center of the Russian Academy of Sciences
Universitetskaya Nab., 5
Phone: +7(812) 328-50-66
E-mail: nsgf2008@yandex.ru
<https://hydrophysics.spbrc.ru>

Editing: *A. V. Storozhevykh*

Signed for printing: 25.05.2022. Issued: 25.06.2022. Format: 60 × 84¹/₈.
Digital printing. Printed sheets: 18.8. Circulation: 50 pcs.

Production of the original layout and printing
Publishing and printing center of Peter the Great St. Petersburg Polytechnic University
195251, St. Petersburg, Polytechnicheskaya Ul., 29.
Phone: 8(812) 552-77-17, 552-66-19, 550-40-14
tipog@spbstu.ru
www.polytechpress.ru

© Russian Academy of Sciences, 2022

© Saint-Petersburg Research Center of the Russian Academy of Sciences, 2022

© Composition. Editorial Board of the Journal “Fundamental and Applied Hydrophysics”, 2022

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

- Алексеев Генрих Васильевич*, д.г.н. (ФГБУ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург)
- Белоненко Татьяна Васильевна*, д.г.н. (Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург)
- Долин Лев Сергеевич*, к.ф.-м.н. (Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород)
- Еремина Татьяна Рэмовна*, к.ф.-м.н. (Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург)
- Журбас Виктор Михайлович*, д.ф.-м.н. (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)
- Завьялов Петр Олегович*, член-корреспондент РАН (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)
- Зацепин Андрей Георгиевич*, д.ф.-м.н. (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)
- Зимин Алексей Вадимович*, д.г.н. (Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург)
- Иванов Михаил Павлович*, к.б.н. (Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург)
- Крюков Юрий Семенович*, д.т.н. (ФГУП Научно-исследовательский институт прикладной акустики, Дубна)
- Кустова Елена Владимировна*, д.ф.-м.н. (Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург)
- Малый Владимир Владимирович*, д.т.н. (Санкт-Петербургский институт информатики РАН, Санкт-Петербург)
- Митник Леонид Моисеевич*, д.ф.-м.н. (Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток)
- Морозов Евгений Георгиевич*, д.ф.-м.н. (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва)
- Пелиновский Ефим Наумович*, д.ф.-м.н. (Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород)
- Рябченко Владимир Алексеевич (зам. главного редактора)*, д.ф.-м.н. (Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Санкт-Петербург)
- Софьяна Екатерина Владимировна (ответственный секретарь)*, к.ф.-м.н. (Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Санкт-Петербург)
- Стурова Изольда Викторовна*, д.ф.-м.н. (Институт гидродинамики им. М.А. Лаврентьева СО РАН, Новосибирск)
- Суторихин Игорь Анатольевич*, д.ф.-м.н. (Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул)
- Чаликов Дмитрий Викторович*, д.ф.-м.н. (Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Санкт-Петербург)

РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

- Бабанин Александр Владимирович* (Мельбурнский Университет, Мельбурн, Австралия)
- Бондур Валерий Григорьевич*, академик РАН (Вице-президент Российской академии наук, Москва, Россия)
- Вильнит Игорь Владимирович* (АО Центральное конструкторское бюро морской техники «Рубин», Санкт-Петербург, Россия)
- Голицын Георгий Сергеевич*, академик РАН (Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия)
- Гусев Андрей Вадимович* (АО «Морские неакустические комплексы и системы», Санкт-Петербург, Россия)
- Дорофеев Владимир Юрьевич* (АО Санкт-Петербургское морское бюро машиностроения «Малахит», Санкт-Петербург, Россия)
- Зосимов Виктор Васильевич* (ФГУП Научно-исследовательский институт прикладной акустики, Дубна, Россия)
- Кортаев Геннадий Константинович*, член-корреспондент РАН (Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия)
- Кай Мюрберг* (Финский институт окружающей среды, Хельсинки, Финляндия)
- Нигматулин Роберт Искандерович*, академик РАН (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия)
- Пешехонов Владимир Григорьевич*, академик РАН (АО Концерн «Центральный научно-исследовательский институт «Электроприбор», Санкт-Петербург, Россия)
- Рудской Андрей Иванович*, академик РАН (Санкт-Петербургский политехнический университет Петра Великого, Санкт-Петербург, Россия)
- Румянцев Владислав Александрович*, академик РАН (Институт озераведения РАН, Санкт-Петербург, Россия)
- Саркисов Ашот Аракелович*, академик РАН (Институт проблем безопасного развития атомной энергетики РАН, Москва, Россия)
- Селезнев Игорь Александрович* (АО Концерн «Океанприбор», Санкт-Петербург, Россия)
- Соомере Тармо*, академик (Президент Эстонской академии наук, Таллин, Эстония)
- Филатов Николай Николаевич*, член-корреспондент РАН (Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия)
- Филимонов Анатолий Константинович* (АО Концерн «Морское Подводное Оружие — Гидроприбор», Санкт-Петербург, Россия)

EDITORIAL BOARD

- Aleksei V. Zimin.* Cand.Sci., St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
- Andrey G. Zatsepin.* Cand.Sci., P.P. Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Moscow, Russia
- Dmitry V. Chalikov.* Dr. Sci., St. Petersburg Department of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia
- Efim N. Pelinovsky.* Dr. Sci., Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, Russia
- Ekaterina V. Sofina (Executive Secretary).* Cand.Sci., St. Petersburg Department of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia
- Elena V. Kustova.* Dr. Sci., St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
- Evgeniy G. Morozov.* Dr. Sci., P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
- Genrikh V. Alekseev.* Dr. Sci., Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia
- Igor A. Sutorikhin.* Dr. Sci., Institute for Water and Environmental Problems, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Barnaul, Russia
- Izolda V. Sturova.* Dr. Sci., Lavrentyev Institute of Hydrodynamics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia
- Leonid M. Mitnik.* Dr. Sci., V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia
- Lev S. Dolin.* Cand.Sci., Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, Russia
- Mikhail P. Ivanov.* Cand.Sci., St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
- Pyotr O. Zavyalov.* Corresponding member of RAS, P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
- Tatyana R. Yeremina.* Cand.Sci., Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg, Russia
- Tatyana V. Belonenko.* Dr. Sci., St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
- Victor M. Zhurbas.* Cand.Sci., P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
- Vladimir A. Ryabchenko (Deputy Chief Editor).* Dr. Sci., St. Petersburg Department of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia
- Vladimir V. Malyj.* Dr. Sci., St. Petersburg Institute for Informatics and Automation, St. Petersburg, Russia
- Yuri S. Kryukov.* Dr. Sci., Research Institute of Applied Acoustics, Dubna, Russia

EDITORIAL COUNCIL

- Alexander V. Babanin.* The University of Melbourne, Melbourne, Australia
- Anatoly K. Filimonov.* JSC "Concern "Sea underwater weapon — Gidropribor", St. Petersburg, Russia
- Andrey I. Rudskoy.* Academician of RAS, Peter the Great St. Petersburg Polytechnic University, St. Petersburg, Russia
- Andrey V. Gusev.* JSC "Morskiye Neakusticheskiye Kompleksy i Sistemy", St. Petersburg, Russia
- Ashot A. Sarkisov.* Academician of RAS, Nuclear Safety Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
- Gennadiy K. Korotaev.* Corresponding member of RAS, Marine Hydrophysical Institute of the Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
- Georgy S. Golitsyn.* Academician of RAS, A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
- Igor A. Seleznev.* JSC "Concern "Oceanpribor", St. Petersburg, Russia
- Igor V. Vilnit.* JSC "Central Design Bureau for Marine Engineering "Rubin", St. Petersburg, Russia
- Kai Myrberg.* Finnish Environment Institute, Helsinki, Finland
- Nikolay N. Filatov.* Corresponding member of RAS, Northern Water Problems Institute of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia
- Robert I. Nigmatulin.* Academician of RAS, P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
- Tarmo Soomere.* Academician of EAS, President of the Estonian Academy of Sciences, Tallinn, Estonia
- Valery G. Bondur.* Academician of RAS, Vice President of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
- Vladimir G. Peshekhonov.* Academician of RAS, JSC "Concern CSRI Elektropribor", St. Petersburg, Russia
- Vladimir Yu. Dorofeev.* JSC "St. Petersburg Marine Design Bureau "MALACHITE", St. Petersburg, Russia
- Vladislav A. Rumyantsev.* Academician of RAS, Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia
- Victor V. Zosimov.* Research Institute of Applied Acoustics, Dubna, Russia

СОДЕРЖАНИЕ

Научные статьи

<i>Гневашев В.Г., Белоненко Т.В.</i> Аналитическое решение лучевых уравнений Гамильтона для волн Россби на стационарных сдвиговых потоках (на англ. яз.)	8
<i>Зуев В.А., Грамузов Е.М., Куркин А.А., Двойченко Ю.А., Себин А.С.</i> Физическое моделирование деформации ледяного покрова нагрузкой, движущейся с малой скоростью	19
<i>Плыгунова К.С., Козелков А.С., Стрелец Д.Ю., Уткин Д.А., Курулин В.В.</i> Исследование влияния численного метода и сеточных параметров на точность моделирования свободных колебаний цилиндра на водной поверхности	33
<i>Левина Г.В.</i> Применение теории турбулентного вихревого динамо для ранней диагностики зарождения тропических циклонов	47
<i>Якшина Д.Ф., Голубева Е.Н.</i> Исследование климатических изменений в Чукотском море и море Бофорта на основе численного моделирования	60
<i>Исаев А.В., Савчук О.П., Филатов Н.Н.</i> Трехмерная ретроспективная оценка биогеохимической динамики азота и фосфора в экосистеме Онежского озера за период с 1985 по 2015 гг. Часть I: Межгодовая изменчивость и пространственное распределение (на англ. яз.)	76
<i>Савчук О.П., Исаев А.В., Филатов Н.Н.</i> Трехмерная ретроспективная оценка биогеохимической динамики азота и фосфора в экосистеме Онежского озера за период с 1985 по 2015 гг. Часть II: Сезонная динамика и пространственные особенности; интегральные потоки (на англ. яз.)	98
<i>Совга Е.Е., Мезенцева И.В., Хмара Т.В.</i> Моделирование сезонной изменчивости гидродинамического режима Севастопольской бухты и оценки самоочистительной способности ее экосистемы	110
<i>Латушкин А.А., Артамонов Ю.В., Скрипалева Е.А., Федирко А.В.</i> Связь пространственной структуры концентрации общего взвешенного вещества и гидрологических параметров в северной части Черного моря по данным контактных измерений	124
<i>Рахуба А.В., Шмакова М.В.</i> Нестационарный режим водохранилища: опыт моделирования русловых процессов с подвижным дном	138
<i>Феклова Т.Ю.</i> Пекин — Порт-Артур — Владивосток: организация магнитно-метеорологических обсерваторий Академии наук на Дальнем Востоке в XIX — начале XX веков	150

CONTENTS

Scientific articles

<i>Gnevyshev V.G., Belonenko T.V.</i> Analytical solution of the Ray equations of Hamilton for Rossby waves on stationary shear flows	8
<i>Zuev V.A., Gramuzov E.M., Kurkin A.A., Dvoichenko Y.A., Sebin A.S.</i> Physical modeling of ice cover deformation under the action of a moving load at low speed	19
<i>Plygunova K.S., Kozelkov A.S., Strelets D.Y., Utkin D.A., Kurulin V.V.</i> The influence of numerical method and grid parameters on the simulation accuracy of damped oscillations of free floating cylinder	33
<i>Levina G.V.</i> Application of the turbulent vortex dynamo theory for early diagnostics of the tropical cyclone genesis	47
<i>Iakshina D.F., Golubeva E.N.</i> Recent climatic change research in the Chukchi and Beaufort Seas based on numerical simulation	60
<i>Isaev A.V., Savchuk O.P., Filatov N.N.</i> Three-dimensional hindcast of nitrogen and phosphorus biogeochemical dynamics in Lake Onego ecosystem, 1985–2015. Part I: Long-term dynamics and spatial distribution	76
<i>Savchuk O.P., Isaev A.V., Filatov N.N.</i> Three-dimensional hindcast of nitrogen and phosphorus biogeochemical dynamics in Lake Onego ecosystem, 1985–2015. Part II: Seasonal dynamics and spatial features; integral fluxes	98
<i>Sovga E.E., Mezentsseva I.V., Khmara T.V.</i> Simulation of seasonal hydrodynamic regime in the Sevastopol Bay and of assessment of the self-purification capacity of its ecosystem	110
<i>Latushkin A.A., Artamonov Yu.V., Skripaleva E.A., Fedirko A.V.</i> The relationship of the spatial structure of the total suspended matter concentration and hydrological parameters in the Northern Black Sea according to contact measurements	124
<i>Rakhuba A.V., Shmakova M.V.</i> Unsteady regime of reservoir: experience in modeling riverbed processes with a movable bed	138
<i>Feklova T.Yu.</i> Beijing — Port-Arthur — Vladivostok: Organization of the Academy of Sciences' magnetic and meteorological observatories on the Far East in the XIX–beginning of the XX centuries	150

УДК 551.465

© V. G. Gnevyshev¹, T. V. Belonenko^{2*}, 2022

¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 117997, Nahimovsky Pr., 36, Moscow, Russia

²St. Petersburg State University, 199034, 7–9, Universitetskaya Emb., St. Petersburg, Russia

*E-mail: btlvisab@yandex.ru

ANALYTICAL SOLUTION OF THE RAY EQUATIONS OF HAMILTON FOR ROSSBY WAVES ON STATIONARY SHEAR FLOWS

Received 05.03.2022, Revised 04.06.2022, Accepted 10.06.2022

Abstract

The asymptotic behavior of Rossby waves in the ocean interacting with a shear stationary flow is considered. It is shown that there is a qualitative difference between the problems for the zonal and non-zonal background flow. Whereas only one critical layer arises for a zonal flow, then several critical layers can exist for a non-zonal flow. It is established that the integrated ray equations of Hamilton are equivalent to the asymptotic behavior of the Cauchy problem solution. Explicit analytical solutions are obtained for the tracks of Rossby waves as a function of time and initial parameters of the wave disturbance, as well as the magnitude of the shear and angle of inclination of the flow to the zonal direction. The ray equations of Hamilton are analytically integrated for Rossby waves on a shear flow. The obtained explicit expressions make it possible to calculate in real-time the Rossby wave tracks for any initial wave direction and any shear current inclination angle. It is shown qualitatively that these tracks for a non-zonal flow are strongly anisotropic.

Keywords: Rossby waves, shear flow, zonal, non-zonal, Hermitian operators, Non-Hermitian operators, ray equations of Hamilton

© В. Г. Гневывшев¹, Т. В. Белоненко^{2*}, 2022

¹Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, 117997, Нахимовский пр., д. 36, г. Москва, Россия

²Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Университетская наб., 7–9, г. Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: btlvisab@yandex.ru

АНАЛИТИЧЕСКОЕ РЕШЕНИЕ ЛУЧЕВЫХ УРАВНЕНИЙ ГАМИЛЬТОНА ДЛЯ ВОЛН РОССБИ НА СТАЦИОНАРНЫХ СДВИГОВЫХ ПОТОКАХ

Статья поступила в редакцию 05.03.2022, после доработки 04.06.2022, принята в печать 10.06.2022

Аннотация

Рассматривается асимптотическое поведение волн Россби, взаимодействующих со сдвиговым стационарным течением. Показано, что в этих задачах существует качественное отличие задач для зонального и незонального фонового потока. Если для зонального потока возникает только один критический слой, то для незонального может существовать несколько критических слоев. Установлено, что проинтегрированные лучевые уравнения Гамильтона оказываются равносильны асимптотикам решения задачи Коши. Получены явные аналитические решения для волновых треков волн Россби, как функции времени и начальных параметров волнового возмущения, а также величины сдвига и угла наклона потока к зональному направлению. На примере волн Россби на сдвиговом потоке аналитически проинтегрированы лучевые уравнения Гамильтона. Полученные явные выражения позволяют рассчитывать в реальном времени треки волн Россби для любого начального направления волны и для любого угла наклона сдвигового течения. Показано, что эти треки для незонального потока качественно несут сильно анизотропный характер.

Ключевые слова: волны Россби, сдвиговое течение, зональное, незональное, эрмитов оператор, не эрмитов, лучевые уравнения Гамильтона

Ссылка для цитирования: Гневывшев В.Г., Белоненко Т.В. Аналитическое решение лучевых уравнений Гамильтона для волн Россби на стационарных сдвиговых потоках // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 2. С. 8–18. doi:10.48612/fpg/4eh4-83zr-r1fm

For citation: Gnevyshev V.G., Belonenko T.V. Analytical Solution of the Ray Equations of Hamilton for Rossby Waves on Stationary Shear Flows. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 2, 8–18. doi:10.48612/fpg/4eh4-83zr-r1fm

1. Introduction

Historically, the problem of studying the interaction of Rossby waves with large-scale currents began with problems for the atmosphere, in a formulation in which the large-scale background flow was considered strictly zonal [1]. This formulation is quite justified for the atmosphere. Rapid advances in satellite altimetry have contributed to the rapid development of empirical understanding of Rossby waves in the ocean [2]. Analysis of the variability of oceanological fields confirms the existence of Rossby waves in the World Ocean. However, unlike the atmosphere, Rossby waves in the ocean have their specifics. The main difference is that in the ocean, background currents are usually not zonal. Moreover, the strongest dynamic processes occur on non-zonal flows or when the initial zonal flow deviates from the zonal direction as observations show [3, 4].

Critical layers are very important for the understanding of the Rossby waves' interaction with a large-scale flow. The classical critical layer is formally impracticable for Rossby waves. It is the geometric border between the region where the waves exist and the "shadow" area where they do not exist. The critical layer is defined as $c = U$, i.e. the equality of the longitudinal component of the phase velocity of the wave c and the velocity of the background current U . The critical layers have been studied and are well known for gravitational waves and internal waves [5–8]. For Rossby waves, the study of the critical layer historically also began with the zonal critical layer. The analysis of Rossby waves on zonal flows is extremely sensitive to the smoothness of the flow and boundary conditions [9].

If the background current is strictly zonal, then, as shown in [3], the determination of the critical layer through the phase velocity is quite correct and can be applied to Rossby waves. However, if the flow is not zonal, such a definition becomes ambiguous and allows Rossby waves to cross the critical layer, with the formation of the so-called overshooting effect. The propagation of Rossby waves on shear flows has its specific feature: the wave track gradually approaches its critical layer, this occurs asymptotically for a long time.

One of the features of Rossby waves is the qualitative difference between the problems for the zonal and non-zonal background flow. The first key point that distinguishes the problems of a zonal background flow and a critical layer from a non-zonal one is the number of critical layers. For a strictly zonal flow, there is only one critical layer, while for a non-zonal shear flow, three qualitatively different cases can be distinguished [3, 4] we will consider a bit later. As a consequence, the passage to the limit from a non-zonal flow to a strictly zonal case is nontrivial. In particular, all asymptotic laws under the passage to the limit are of a discontinuous nature [3, 4]. In this case, of the three non-zonal critical layers in the passage to the limit, from the non-zonal to the zonal critical layer, only one critical layer remains. And the transition from the zonal to the non-zonal case, in principle, is not possible. As a consequence, a strictly meridional flow acquires the most general character, rather than a purely zonal flow.

The second important point for Rossby waves is that the linear operator of Rossby waves ceases to be Hermitian upon passing to the non-zonal case. The adiabatic invariant in the form of the enstrophy conservation law, which exists in the WKB approximation, ceases to hold for non-zonal piecewise linear flow profiles of the "vortex layer" type. A non-zonal strong shear current enters into an active exchange of vorticity with Rossby waves [5, 10–13].

The fundamental point in which the analysis of problems for the ocean differs from the atmosphere is the limit-ness of ocean currents in space and, as a consequence, in time. Therefore, for the obtained qualitative results of the analysis of the dynamics of Rossby waves to have an applied character, it is important to understand what periods and spatial scales are behind such concepts as "approaching" the critical layer?

The classical approach for analyzing the kinematics of waves in dispersive systems is based on the ray equations of Hamilton. However, as is customary even in classical mechanics, no one explicitly solves the differential equations of Hamilton in analytical form. The traditional approach is qualitative and is based on the presence of cyclic variables in the problem. As a rule, these are the longitudinal component of the impulse and the frequency of the wave. If we also use a certain set of symmetries, related to the Hermitian nature of the linear wave operator, then this purely geometric approach suffices to understand qualitatively the evolution of waves on plane-parallel inhomogeneous flows, without solving the ray equations of Hamilton explicitly. Therefore, it is better to use a qualitative method, which is called the isofrequency method. It is based on the geometric construction of isofrequency lines and the concept of the direction of the group velocity. For Rossby waves, a qualitative analysis of the kinematics based on the isofrequency method was performed as early as [14, 15].

Based on the fact that asymptotically long adhesion of Rossby waves to the critical layer has already been established, we are trying to understand the specific features of this process. The goal of our work is to determine how real the periods and spatial scales of this process are so that they can be realized for real conditions in the ocean. To answer this question, it is necessary to have explicit analytical solutions for wave tracks as a function of time and initial parameters of the wave disturbance, as well as the magnitude of the shear and the angle of inclination of the flow to the zonal direction. In addition, in this paper, using the example of Rossby waves on a shear flow, we analytically

integrate the ray equations of Hamilton for the first time. The obtained explicit expressions make it possible to calculate in real-time the Rossby wave tracks for any initial wave direction and any shear current inclination angle. As will be shown below, such tracks for a non-zonal flow are qualitatively highly anisotropic.

The generally accepted way to obtain a solution as a function of the initial position of the wave and time is to solve the Cauchy problem. For barotropic Rossby waves, the Cauchy problem was solved in [16, 17] for strictly zonal and meridional currents. Continuing this direction, we will show that the integrated ray equations of Hamilton turn out to be equivalent to the asymptotics of the solution of the Cauchy problem. However, in contrast to [16, 17], we propose an easier way to obtain explicit analytical expressions for the Rossby wave tracks. To obtain a solution, the introduction of convective coordinates, direct and inverse Fourier transforms, and the stationary phase method for the obtained two-dimensional Fourier integral is not required [16, 17]. In this work, we will show that ray equations of Hamilton for Rossby waves are integrated with explicit expressions quite simply using the arctangent and logarithm functions, in contrast to the solutions of [16, 17], which use a more specific mathematical apparatus related to the Cauchy problem. The new solutions of the ray equations of Hamilton for Rossby waves are much simpler than the geometric method of isofrequencies and represent explicit analytical expressions for the tracks of Rossby waves in elementary functions.

2. Methods

The ray equations of Hamilton are an effective tool for analyzing the kinematic properties of Rossby waves in a plane-parallel shear flow [5, 18]. In practice, this method is often successfully applied in numerical calculations (see, for example, [19]). We will show that for shear flows there is also an explicit analytical solution to these equations, and these solutions will be found in elementary functions. The so-called equations of geometric optics are as follows:

$$k_t = -\frac{\partial \omega}{\partial X}, \quad l_t = -\frac{\partial \omega}{\partial Y}, \quad (1)$$

$$X_t = \frac{\partial \omega}{\partial k}, \quad Y_t = \frac{\partial \omega}{\partial l}. \quad (2)$$

Here x and y are the axes of the Cartesian coordinate system directed to the east and north, respectively; t is the time; (k, l) are the components of the wave vector κ , ω is the frequency, $X = X(\omega, k, l)$ and $Y = Y(\omega, k, l)$ are the ray variables in a coordinate system rotated counterclockwise by an angle θ .

Let us assume that the background flow is a stationary shear flow directed at a certain angle θ fixed to the parallel. For certainty, we will consider the angle $\theta > 0$ if it is counted counterclockwise. To find a solution, we will proceed as follows. At the first stage, let us go over to the coordinate system associated with the flow. Then in the new coordinate system rotated by the angle θ , the background current velocity field has only one longitudinal velocity component $\vec{U} = (U, 0) = (U(y), 0)$. Further, the coordinate system is chosen so that at its origin the velocity field is zero. Assume that U is approximately linear in y : $U = U_y y$. Having solved the problem in a new (rotated) coordinate system, we then make a reverse rotation by an angle $(-\theta)$, and thus we get a solution in the original coordinate system tied to the parallel and the meridian, which is more convenient for a clear illustration of the result.

The dispersion relation in the new coordinate system is

$$\omega = -\frac{\beta(k \cos \theta - l \sin \theta)}{k^2 + l^2 + F^2} + k U_y y, \quad (3)$$

where $\beta = \frac{df}{dy}$, f is the Coriolis parameter, $F^2 = \frac{f^2}{gH}$, g is the acceleration of gravity, H is the depth of the ocean [3, 21]. In the new coordinate system, there are two cyclic variables; they are the longitudinal coordinate x and time t . Consequently, the problem has two integrals of motion: the longitudinal component of the momentum (in the ray approach, this is the x -component of the wavenumber κ) and the wave frequency ω .

The integrated first pair of equations (1) has the form:

$$k = k_0 = \text{const}, \quad l_c = l_0 - U_y k_0 t, \quad (4)$$

where (k_0, l_0) are the initial components of the wavenumber at $t = 0$. Note that the integrated first pair of the equations of Hamilton gives a result that is identical to the result obtained in the framework of the Cauchy problem [3, 21].

Integrating Eqs. (2), we find the coordinates of the quasi-monochromatic wave packet, at the initial moment located at the origin of coordinates:

$$Y_\theta = \frac{\beta}{U_y} \left[\frac{\cos\theta - \sin\theta \left(\frac{l_0}{k_0} - U_y t \right)}{k_0^2 + F^2 + (l_0 - k_0 U_y t)^2} - \frac{\cos\theta - \sin\theta \left(\frac{l_0}{k_0} \right)}{k_0^2 + F^2 + l_0^2} \right], \quad (5)$$

$$X_\theta = \frac{\beta \cos\theta}{U_y} \left[\frac{k_0}{k_c^3} \left\{ -\arctan\left(\frac{l_c}{k_c}\right) + \arctan\left(\frac{l_0}{k_c}\right) \right\} \right] - \frac{\beta \cos\theta}{U_y k_c^2} \left[\frac{F^2 U_y t + k_0 l_0}{l_c^2 + k_c^2} - \frac{k_0 l_0}{l_0^2 + k_c^2} \right] + \\ + \frac{\beta \sin\theta}{U_y} \left[\frac{1}{2k_0^2} \ln\left(\frac{l_c^2 + k_c^2}{l_0^2 + k_c^2}\right) - \frac{1 - U_y t l_c k_0^{-1}}{l_c^2 + k_c^2} + \frac{1}{l_0^2 + k_c^2} \right] + U_y t Y_c. \quad (6)$$

The subscript index θ in the solution (X_θ, Y_θ) shows that this solution was found in a coordinate system rotated counterclockwise by an angle θ . For simplicity, the following notation is introduced in formula (6):

$$l_c = l_0 - U_y k_0 t, \quad k_c = \sqrt{k_0^2 + F^2}. \quad (7)$$

Let us turn to dimensionless variables taking into account the Rossby baroclinic radius: $k^* = k_0/F$, $l^* = l_0/F$, $k_c^* = k_c/F$, $l_c^* = l_c/F$, $X^* = X_c F$, $Y^* = Y_c F$, and dimensionless time for the shear of the background flow velocity: $t^* = t|U_y|$. Omitting the asterisks, we get:

$$Y_\theta = \beta_0 \left[\frac{\cos\theta - l_c k^{-1} \sin\theta}{k_c^2 + l_c^2} - \frac{\cos\theta - l k^{-1} \sin\theta}{k_c^2 + l^2} \right], \quad (8)$$

$$X_\theta = \beta_0 \cos\theta \left[\frac{k}{k_c^3} \left\{ -\arctan\left(\frac{l_c}{k_c}\right) + \arctan\left(\frac{l}{k_c}\right) \right\} \right] - \frac{\beta_0 \cos\theta}{k_c^2} \left[\frac{k l + t}{l_c^2 + k_c^2} - \frac{k l}{l^2 + k_c^2} \right] + \\ + \beta_0 \sin\theta \left[\frac{1}{2k^2} \ln\left(\frac{l_c^2 + k_c^2}{l^2 + k_c^2}\right) - \frac{1 - t l_c k^{-1}}{l_c^2 + k_c^2} + \frac{1}{l^2 + k_c^2} \right] + t Y, \quad (9)$$

where

$$l_c = l - kt, \quad k_c = \sqrt{k^2 + 1}, \quad U_y > 0, \quad \beta_0 = \frac{\beta}{F U_y}, \quad (10)$$

if t replaced with $-t$

$$U_y > 0. \quad (11)$$

This solution can be simply represented as:

$$X_\theta = X_1 \cos\theta + X_2 \sin\theta, \quad Y_\theta = Y_1 \cos\theta + Y_2 \sin\theta, \quad (12)$$

where (X_1, Y_1) is the packet coordinates in the case when the flow is zonal (directed along the parallel: $\theta = 0$), and (X_2, Y_2) is the packet coordinates in the case when the flow is meridional (directed along the meridian). It is important to note that $\theta = \frac{\pi}{2}$ for the meridional direction and the OX_1 axis is directed to the north and the OX_2 is to the west.

$$X_1 = \frac{\beta_0 k}{k_c^3} \left[-\arctan\left(\frac{l_c}{k_c}\right) + \arctan\left(\frac{l}{k_c}\right) \right] - \frac{\beta_0}{k_c^2} \left[\frac{k l + t}{l_c^2 + k_c^2} - \frac{k l}{l^2 + k_c^2} \right] + t Y_1, \quad (13)$$

$$Y_1 = \beta_0 \left[\frac{1}{k_c^2 + l_c^2} - \frac{1}{k_c^2 + l^2} \right], \quad (14)$$

$$X_2 = \beta_0 \left[\frac{1}{2k^2} \ln\left(\frac{l_c^2 + k_c^2}{l^2 + k_c^2}\right) - \frac{1 - t l_c k^{-1}}{l_c^2 + k_c^2} + \frac{1}{l^2 + k_c^2} \right] + t Y_2, \quad (15)$$

$$Y_2 = \beta_0 \left[\frac{l k^{-1}}{l^2 + k_c^2} - \frac{l_c k^{-1}}{l_c^2 + k_c^2} \right]. \quad (16)$$

Then, designating the coordinates of the package in the coordinate system tied to the east and north directions (X , Y), you need to reverse the rotation of the coordinate system (counterclockwise). Finally, we get the following expressions in a matrix form:

$$\begin{pmatrix} X \\ Y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} X_0 \\ Y_0 \end{pmatrix} \quad (17)$$

or

$$X = X_1 \cos^2 \theta + (X_2 - Y_1) \cos \theta \sin \theta - Y_2 \sin^2 \theta, \quad (18)$$

$$Y = Y_1 \cos^2 \theta + (X_1 + Y_2) \cos \theta \sin \theta + X_2 \sin^2 \theta. \quad (19)$$

3. Results

3.1. Numerical estimation of dimensionless parameters

We will take as the initial the following characteristic physical scales for the ocean: $f = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, $\beta = 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, $F = 0.5 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$. Some numerical estimates give something like this: whereas we take for the scale of the background flow velocity $U = 5 \text{ cm/sec.}$, and the scale of the background flow variability 50 km, then the unit of the dimensionless time scale U_y^{-1} is about 11 days. Therefore, the dimensionless time $t = 2.86 \times \pi$ is about 3 months. In this case, the dimensionless parameter β_0 is equal to 0.5. If we take 100 km as the scale of the background flow variability, then the unit of the dimensionless time scale U_y^{-1} is approximately 22 days. Then the dimensionless time $t = 2.86 \times \pi$ (this corresponds to 6 months in dimensional units), and the dimensionless parameter β_0 is equal to 1.0. These estimates make the results obtained physically justified and correct for practical use.

3.2. Graph analysis

Qualitatively, all plots can be divided into two cases: a zonal (Fig. 1) and non-zonal flow (Fig. 2). A common property of all graphs is that with increasing time, all rays adhere to the critical layer. However, the number of critical layers, as well as their location, is a nontrivial function of the angle of inclination of the background flow. Qualitatively, several main scenarios can be distinguished.

Zonal flow scenario. If the flow is strictly zonal, $\theta = 0$ (Fig. 1), then one critical layer is formed, which does not depend on the initial direction of the group velocity and is determined only by the magnitude of the modulus of the initial wavenumber. The expression for the ordinate of the critical layer is determined by the following (nonzero) value:

$$Y_{1c} \big|_{t \rightarrow \infty} \rightarrow -\beta_0 (k_c^2 + l_0^2)^{-1}. \quad (20)$$

In the case of a strictly zonal flow, all waves adhering to the critical layer move strictly to the west: $X_{1c} \big|_{t \rightarrow \infty} \rightarrow -\infty$. The explanation of the term “adhering” is given by [3]. It is also important to note that the movement of Rossby waves at certain points in time is possible both to the east and in other directions. However, with increasing t , all rays adhere to the critical layer, moving strictly to the west. An analysis of the tracks shows that the dimensionless values at which the movement begins to follow a strictly westerly direction is approximately $t = 8$, and it gives a period of about three months for the open ocean.

In the case of a zonal flow, the initial component of the group velocity in the meridional direction is proportional to $k_0 \times l_0$. For the zonal component of the group velocity, the sign is determined by the following expression: $(k_0^2 - l_0^2 - 1)$. To have an idea of all possible cases, it suffices to take the following set of four initial wavenumbers (k_0 , l_0). Figure 1 shows four options for the initial direction of the group velocity; the tracks are drawn for the case $U_y > 0$. The abscissa axis is directed to the east, the ordinate is to the north. Track 1 — the initial group velocity is directed to the southwest. The initial components of the wavenumber are $k_0 = -1$, $l_0 = 1$. Track 2 — the initial group velocity is directed to the southeast: $k_0 = -4\sqrt{2} / \sqrt{17}$, $l_0 = \sqrt{2} / \sqrt{17}$ or $k_0 = -1.372$, $l_0 = 0.343$. Track 3 — the initial group velocity is directed to the north-east: $k_0 = -4\sqrt{2} / \sqrt{17}$, $l_0 = -\sqrt{2} / \sqrt{17}$ or $k_0 = -1.372$, $l_0 = -0.343$. Track 4 — the initial group velocity is directed to the northwest: $k_0 = -1$, $l_0 = -1$. The wavenumbers are specially selected so that the tracks adhere to one critical layer. For all four combinations, the relation $k_0^2 + l_0^2 + 1 = 3$.

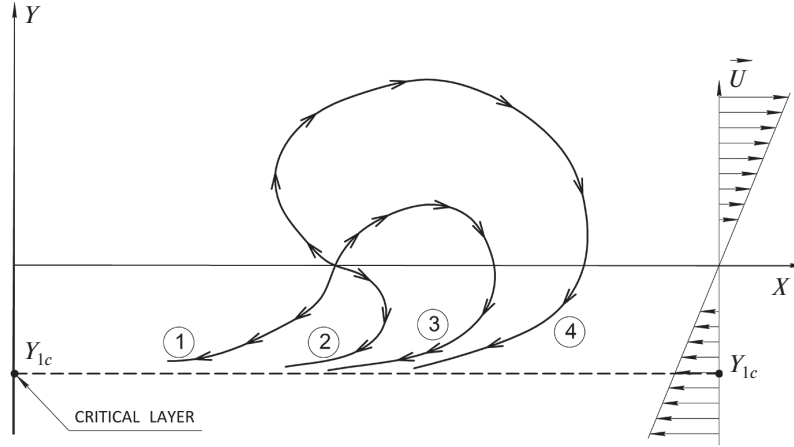


Fig. 1. The variety of tracks of Rossby waves in their interaction with the zonal flow.
 Descriptions of tracks 1–5 are given in the text

Non-zonal flow scenario. For a strictly meridional flow $\theta = \frac{\pi}{2}$, there are three qualitatively different cases for the implementation of the critical layer, which can be conventionally called “positive”, “negative” and “zero”. For the case of a strictly zonal flow, the critical layer is the boundary of the region where the waves exist. For any non-zonal flow, additional critical layers appear that are inside this region. The critical layer is “negative” when the sign of the intrinsic frequency adhering to the critical layer is negative. Such waves with a negative intrinsic frequency are commonly called “waves of negative energy” [11]. The peculiarity of the non-zonal case is that Rossby waves, starting from zero value, can change the sign of their intrinsic frequency at a certain moment in time.

The expression for the ordinate of the critical layer is determined by the following value.

$$Y_{2c} \Big|_{l \rightarrow \infty} \rightarrow \frac{l_0}{k_0} \left[\frac{\beta_0}{k_c^2 + l_0^2} \right]. \quad (21)$$

Recall that the coordinate system is tied to the direction of the flow velocity, so in this case, when $\theta = \frac{\pi}{2}$, the x -axis is directed to the north and the y -axis to the west.

Group speed signs are defined as follows:

$$C_{grx} \approx (-kl), \quad C_{gry} \approx (k^2 + 1 - l^2).$$

Consider the case $U_y > 0$. Provided $lk^{-1} > 0$, waves adhere to the negative critical layer: ($Y_{2c} > 0$). Wherein $X_{2c} \Big|_{l \rightarrow \infty} \rightarrow -\infty$, and the value of the group velocity along the x -coordinate turns out to be negative. That is, it turns out that for adhesion to the negative critical layer, the wave must start against the direction of the flow, but the flow will certainly turn the wave in the direction of the flow. The wave will cross the critical layer, change the sign of its intrinsic frequency, reflect from the higher value of the background flow velocity, and start again approaching the critical layer, but from the opposite side. This wave behavior is called overshooting (see [3]); it also occurs in quantum mechanics.

For the initial values ($k_0 = 1, l_0 = 1$), the direction of the group velocity has the opposite direction with respect to the flow, and a negative critical layer is realized. Whereas for the initial values ($k_0 = -1, l_0 = 1$), the direction of the group velocity coincides with the direction of the flow, and the negative critical layer is not realized. Reflection occurs, and the wave goes to the positive critical layer.

Provided $l_0 k_0^{-1} < 0$, waves adhere to the positive critical layer, ($Y_{2c} < 0$). The situation is qualitatively similar to the purely zonal case. In this case, the critical layers have not only components of different signs and magnitude, but also tend to $\pm\infty$ by the x -coordinate, ($X_{2c} \rightarrow -\infty$).

From the analysis of these ratios, it can be seen that an additional second critical layer appears due to the non-zoning of the flow. It is realized only for waves that initially propagate strictly against the current. The waves moving in the direction of the flow have a trivial reflection from the negative critical layer. Let us also note the existence of a third scenario. At $l_0 = 0$, the wave starts strictly perpendicular to the background current, while the critical layer ($Y_{2c} = 0$) is zero.

Let us analyze the intermediate flow direction. The asymptotics for the ordinate of the critical layer in the general case has the form:

$$Y_\theta|_{l \rightarrow \infty} \rightarrow \frac{l_0 \sin \theta - k_0 \cos \theta}{k_0} \left[\frac{\beta_0}{k_0^2 + l_0^2} \right]. \quad (22)$$

The longitudinal component of the group velocity is proportional to

$$(k_0^2 - l_0^2 - 1) \cos \theta - 2k_0 l_0 \sin \theta.$$

The transverse component of the group velocity is proportional to

$$2k_0 l_0 \cos \theta - (l_0^2 - k_0^2 - 1) \sin \theta.$$

It follows from expression (22) that when even weak non-zonality appears, there is not one, as in the case of a purely zonal flow, but three critical layers since the value $(l_0 \sin \theta - k_0 \cos \theta)$ can be positive or negative values or zero. For zonal flow, regardless of the parameters of the wavenumber of the incident wave, any wavenumbers can be considered, however, the critical layer is always at negative velocities. For a non-zonal flow at different wavenumbers, that is, at different angles of incidence on the flow, there will be three such critical layers: one at a negative velocity value, one at a positive velocity value, and one with zero velocity. If we fix the wavenumber, then there is always one critical layer. For a zonal flow, this layer will correspond to a negative velocity value. For non-zonal flow, there are possible options: the critical layer will be located either at a positive velocity value or at a negative one, or with zero velocity. In other words, some wavenumbers will stick to the positive, and others to the negative values of the background velocity. When we say “one critical layer”, we do not mean a fixed value of the velocity, but only its sign.

The first critical layer that is implemented for western propagation is the classic well-known and well-studied critical layer for Hermitian operators. The second critical layer is realized for waves moving eastward. This critical layer does not have symmetries due to the non-Hermitian nature of the non-zonal linear operator of Rossby waves and introduces such a phenomenon as overshooting into the kinematics of Rossby waves. The third critical is zero and is inherent only in strictly non-zonal flows. In this scenario, the waves return to the initial level from which they started.

For simplicity of numerical values, we take the angle $\theta = \frac{\pi}{4}$. Then we have the following typical sets of wave tracks: track 1 — $(k_0 = -0.5, l_0 = 1)$; track 2 — $(k_0 = -1, l_0 = 1)$; track 3 — $(k_0 = -2, l_0 = -0.5)$; track 4 — $(k_0 = -1, l_0 = -2)$; track 5 — $(k_0 = -1, l_0 = -1)$. Such a variety of possible scenarios is typical for Rossby waves and is associated with the absence of symmetries in the problem, which are a consequence of the non-Hermitian nature of the linear operator of Rossby waves for arbitrary shear flows.

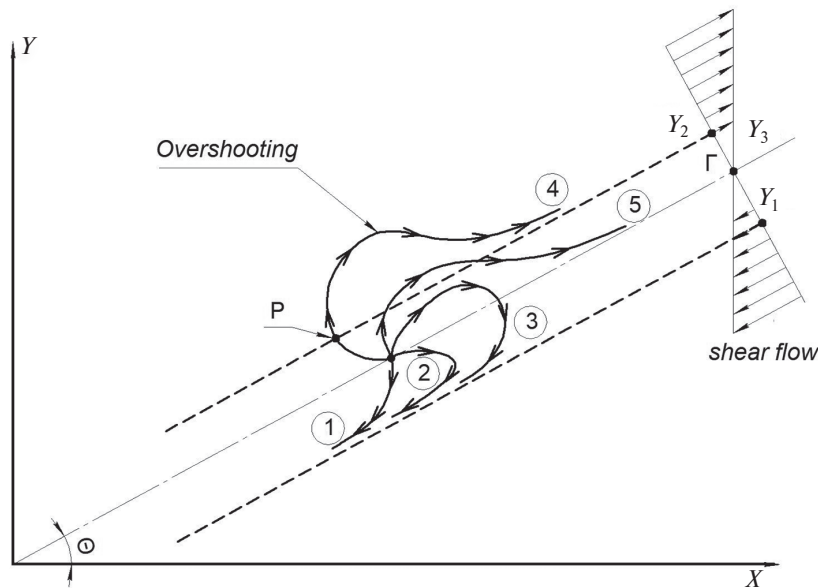


Fig. 2. The variety of Rossby wave tracks in their interaction with the non-zonal current. The description of tracks 1–4 is given in the text

The ray equations of Hamilton are a kind of approximate method for analyzing the kinematics of waves. Therefore, a question arises: what are the limits of applicability of these equations?

To answer this question, we will proceed with the statement that, from a mathematical point of view, the solution of the Cauchy problem is more correct than the ray equations of Hamilton. The solution of the Cauchy Problem for Rossby waves on a shear plane-parallel flow, in a coordinate system associated with the flow and directed at a certain angle θ to parallel, has the form [3, 4]:

$$\Psi(x, y, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} G(k, l) \frac{(k_z^2 + l^2)}{(k_z^2 + l_t^2)} \times \exp(iY(x, y, k, t)) dk dl,$$

$$Y(x, y, k, l, t) \equiv \frac{\beta \cos \theta}{U_y k_z} \left\{ -\arctan\left(\frac{l_t}{k_z}\right) + \arctan\left(\frac{l}{k_z}\right) \right\} + \frac{\beta \sin \theta}{2U_y k} \ln \left(\frac{k_z^2 + l_t^2}{k_z^2 + l^2} \right) + [k(x - U_y y t) + ly], \quad (23)$$

where the following designations are introduced: $l_t = l - U_y k t$, $k_z = \sqrt{k^2 + F^2}$. We construct the phase for the solution in the form of the ray equations as follows:

$$\Theta(x, y, k, l, t) = -\int \omega dt. \quad (24)$$

Let us substitute in (24) the expression for the frequency (3) and the first pair of integrated equations (4). In this case, using the free term in the form of an arbitrary function of the wavenumbers, we normalize the phase as follows: $\Theta(y, k, l, t)|_{t=0} = 0$. Integrating (24) with the chosen normalization conditions, we obtain:

$$\begin{aligned} \Theta(y, k, l, t) &= -\int \left\{ \frac{-\beta(\kappa_0 \cos \theta - l_c \sin \theta)}{\kappa_0^2 + l_c^2 + F^2} + \kappa_0 U_y y \right\} dt = \\ &= \frac{\beta \cos \theta}{U_y \kappa_z} \left\{ -\arctan\left(\frac{l_c}{\kappa_c}\right) + \arctan\left(\frac{l_0}{\kappa_c}\right) \right\} + \frac{\beta \sin \theta}{2U_y \kappa_0} \ln \left(\frac{\kappa_c^2 + l_c^2}{\kappa_c^2 + l^2} \right) - \kappa_0 U_y y t. \end{aligned} \quad (25)$$

Comparing the obtained expression (25) for the normalized phase of the WKB-solution with the expression for the phase of solution (23) of the Cauchy problem, we find the following relation:

$$\Theta(y, k, l, t) + kx + ly = Y(x, y, k, l, t).$$

Thus, the phases of the solutions coincide. On the other hand, if we assume that the scale of changes in the main flow is much larger than the characteristic scale of the solution for perturbations, then a small parameter ε will appear in the problem [20, 21], which formally, after reduction to dimensionless form, is expressed by replacing the derivative the main flow velocity U_y by $\varepsilon \times U_y$. Passing in the expression for the phase of solution (23) to the limit in U_y , as in a small parameter, and keeping the zero and first terms of the expansion, we obtain the following relation:

$$Y(x, y, k, l, t)_{(U_y \rightarrow 0)} \rightarrow \left(\frac{-\beta(\kappa \cos \theta - l \sin \theta)}{\kappa^2 + l^2 + F^2} + \kappa U \right) t + \kappa x + ly = \omega t + \kappa x + ly,$$

$$\text{where } \omega = \frac{-\beta(\kappa \cos \theta - l \sin \theta)}{\kappa^2 + l^2 + F^2} + \kappa U.$$

On the other hand, from (23) it is easy to obtain the following relation:

$$\lim Y(x, y, k, l, t)_{(U_y \rightarrow \infty)} \neq \omega t + \kappa x + ly.$$

4. Discussion and Conclusions

Summing up, let us emphasize the first original result obtained in this work. Solutions (5) and (6) obtained in the framework of the Cauchy problem are exact solutions of ray equations (1) and (2). Consequently, not only do the limiting values obtained within the framework of the WKB-solution and the Cauchy problem in the first approximation coincide, but also the solutions themselves. In other words, the integral of the solution phase, obtained in the first order of the WKB approximation and normalized to zero at the initial moment, coincides with the phase of the basic solution of the Cauchy problem. In this case, the expansion of the phase of the solution to the Cauchy problem in terms of the small WKB-parameter in the first approximation gives the dispersion relation obtained in the first order

of the WKB-solution. For large time intervals, the phase of the solution to the Cauchy problem does not reach the WKB-solution mode. Hence, from the point of view of the Cauchy problem, the WKB-solution cannot work up to any infinitely large times with a finite shear of the background flow velocity profile.

Otherwise, it can be explained as follows. The time t and the shear of the background current velocity U_y are included in the solution in the form of the product $t \times U_y$. Consequently, whatever the small parameter U_y , there will come a time t such that the product $t \times U_y$ will be greater than one, and the series expansion of the solution phase will no longer be justified.

Thus, the application of the Hamiltonian formalism in a linear problem helps to build a bridge between seemingly different solutions obtained in the WKB-approximation and the framework of the Cauchy problem. In this case, the first pair of ray equations (1) is nothing but the condition of equality of the cross derivatives of the solution phase. The second pair of ray equations (2) is the equation for a stationary point. The mathematical reason for this behavior is that in the presence of non-zoning in the solution phase, a logarithm of the form appears $\ln(1 + U_y^2 t^2)$. The Taylor series of the logarithm at zero has a radius of convergence equal to one. Consequently, no matter how small the value of the shear in the profile of the background flux U_y is, there will come a time at which the argument of the logarithm will exceed one and the asymptotic expansion will stop working.

In this paper, using the example of Rossby waves on non-zonal shear flows, explicit analytical integration of the ray equations of Hamilton is performed for the first time. Previously, no one paid attention to this possibility. It turned out that the obtained explicit analytical solution of ray equations of Hamilton is expressed in simple elementary functions, which turned out to be quite unexpected. The constructed typical kinematic tracks of Rossby waves on non-zonal shear currents show the relevance of such a phenomenon as the critical layers of Rossby waves.

In its simplicity and ease, this method surpasses the solution in terms of the Cauchy problem using convective coordinates, and from an analytical point of view, it is identical to the asymptotics of the two-dimensional integral of the Cauchy problem that we obtained earlier [3].

An analytical comparison of the obtained solution with the solution of the Cauchy problem for Rossby waves is made. For small time intervals, the solutions of the ray equations strictly coincide with the asymptotics of the integral obtained in the framework of the Cauchy problem. The non-zonality of the flow leads to the appearance of a logarithm in the solution phase, which greatly complicates the convergence of the results obtained. At large time intervals, the non-zonality of the flow leads to a logarithmic spreading of the solution, which requires additional analysis within the framework of the convolution of the obtained solutions over the spectrum of wavenumbers.

The obtained analytical expressions were used to construct the kinematic tracks of Rossby waves on shear flows. The solutions are anisotropic and, in the general case, do not have classical north-south symmetries.

It is shown that in the non-zonal case, a second critical layer is added to the classical critical layer of Rossby waves for the strictly zonal case, which is directly related to such concepts as negative energy waves and overshooting.

5. Funding

The publication was funded by the Russian Science Foundation, project No 22-27-00004. The work of V.G.G. was carried out within the State Task for the Shirshov Institute of Oceanology RAS, project No 0128-2021-0003.

References

1. Rossby C.G. et al. Relation between variations in the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action. *Journal of Marine Research*. 1939, 2, 38–55. doi:10.1357/002224039806649023
2. Fu L.-L., Cazenave A. Satellite altimetry and Earth sciences: a handbook of techniques and applications. San Diego, 2000. CA: Academic Press.
3. Gnevyshev V.G., Badulin S.I., Belonenko T.V. Rossby waves on non-zonal currents: structural stability of critical layer effects. *Pure and Applied Geophysics*. 2020, 177(11), 5585–5598. doi:10.1007/s00024-020-02567-0
4. Gnevyshev V.G., Badulin S.I., Koldunov A.V., Belonenko T.V. Rossby waves on non-zonal flows: vertical focusing and effect of the current stratification. *Pure and Applied Geophysics*. 2020, 178(8), 3247–3261. doi:10.1007/s00024-021-02799-8
5. LeBlond P.H., Mysak L.A. Waves in the ocean. *Elsevier Scientific Publishing Company*. 1978, 602. doi:10.1016/s0422-9894(08) x7037-0
6. Bulatov V.V., Vladimirov Yu.V. Analytical solutions of the internal gravity wave equation in a stratified medium with shear flows. *Computational Mathematics and Mathematical Physics*. 2019, 59, 7, 1121–1130. doi:10.1134/S0965542519070030
7. Bulatov V.V. New problems of mathematical modeling of wave dynamics of stratified media. 2021. *Moscow, Publishing House "OntoPrint"*, 277 p. (In Russian).

8. Bulatov V.V., Vladimirov Yu.V. Dynamics of internal gravity waves in the ocean with shear flows. *Russian Journal of Earth Sciences*. 2020, 20, ES4004. doi:10.2205/2020ES000732
9. Gottwald G.A., Pelinovsky D.E. On the impossibility of solitary Rossby waves in meridionally unbounded domains. *Physics of Fluids*. 2018, 30(11), 116601. doi:10.1063/1.5052191
10. Fabrikant A.L. Reflection of Rossby waves from the surface of the tangential velocity discontinuity. *Izvestiya Akademii Nauk SSSR, Fizika Atmosfery i Okeana*. 1987, 23, 106–109 (In Russian).
11. Fabrikant A.L., Stepanyants Yu.A. Propagation of waves in shear flows. 1998. *World Scientific, Singapore*, 287 p.
12. Stepanyants Y.A., Fabrikant A.L. Propagation of waves in hydrodynamic shear flows. *Uspekhi Fizicheskikh Nauk*. 1989, 32 (9), 783–805, doi:10.1070/PU1989v032n09ABEH002757
13. Gnevyshev V.G., Shrira V.I. On the evaluation of barotropic-baroclinic instability parameters of zonal flows on a beta-plane. *Journal of Fluid Mechanics*. 1990. 221, 161–181. doi:10.1017/S0022112090003524
14. Ahmed B.M., Eltaeb I.A. On the propagation, reflexion, transmission and stability of atmospheric Rossby-gravity waves on a beta-plane in the presence of latitudinally sheared zonal flows. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*. 1980, 298 (1435), 45–85. doi:10.1098/rsta.1980.0240
15. Duba C.T., Doyle T.B., McKenzie J.F. Rossby wave patterns in zonal and meridional winds. *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*. 2014, 108 (3), 237–257. doi:10.1080/03091929.2013.867604
16. Yamagata T. On the propagation of Rossby waves in a weak shear flow. *Journal of the Meteorological Society of Japan*. 1976, 54 (2), 126–128. doi: 10.2151/jmsj1965.54.2_126
17. Yamagata T. On trajectories of Rossby wave-packets released in a lateral shear flow. *Journal of the Oceanographic Society of Japan*. 1976, 32, 162–168. doi:10.1007/BF02107270
18. Salmon R. Lectures on geophysical fluid dynamics. *Oxford University Press*. 1st ed. 1998, 392 p.
19. Killworth P.D., Blundell J.R. Long extratropical planetary wave propagation in the presence of slowly varying mean flow and bottom topography. Part I. The local problem. *Journal of Physical Oceanography*. 2003, 33 (4), 784–801. doi:10.1175/1520-0485(2003)33<
20. Gnevyshev V.G., Frolova A.V., Kubryakov A.A., Sobko Yu.V., Belonenko T.V. Interaction between Rossby waves and a jet flow: basic equations and verification for the antarctic circumpolar current. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2019, 55 (5), 412–422. doi:10.1134/S0001433819050074
21. Gnevyshev V.G., Frolova A.V., Koldunov A.V., Belonenko T.V. Topographic effect for Rossby waves on a zonal shear flow. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2021, 14, 1, 4–14. doi:10.7868/S2073667321010019 (in Russian).

Литература

1. Rossby C.G. et al. Relation between variations in the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action // *Journal of Marine Research*. 1939. Vol. 2. P. 38–55. doi:10.1357/002224039806649023
2. Fu L.-L., Cazenave A. Satellite altimetry and Earth sciences: a handbook of techniques and applications. San Diego, CA: Academic Press, 2000.
3. Gnevyshev V.G., Badulin S.I., Belonenko T.V. Rossby waves on non-zonal currents: structural stability of critical layer effects // *Pure and Applied Geophysics*. 2020. Vol. 177(11). P. 5585–5598. doi:10.1007/s00024-020-02567-0
4. Gnevyshev V.G., Badulin S.I., Koldunov A.V., Belonenko T.V. Rossby waves on non-zonal flows: vertical focusing and effect of the current stratification // *Pure and Applied Geophysics*. 2020. Vol. 178, N8. P. 3247–3261. doi:10.1007/s00024-021-02799-8
5. LeBlond P.H., Mysak L.A. Waves in the ocean. Elsevier Scientific Publishing Company. 1978. Vol. 602. doi:10.1016/s0422-9894(08) x7037-0
6. Булатов В.В., Владимиров Ю.В. Аналитические решения уравнения внутренних волн в стратифицированной среде со сдвиговыми течениями // *Журнал вычислительной математики и математической физики*. 2019. Т. 59, № 7. С. 1174–1183. doi:10.1134/S0044466919070032
7. Булатов В.В. Новые задачи математического моделирования волновой динамики стратифицированных сред. М.: Издательство «ОнтоПринт», 2021. 277 с.
8. Bulatov V.V., Vladimirov Yu.V. Dynamics of internal gravity waves in the ocean with shear flows // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2020. Vol. 20, ES4004, doi:10.2205/2020ES000732
9. Gottwald G.A., Pelinovsky D.E. On the impossibility of solitary Rossby waves in meridionally unbounded domains // *Physics of Fluids*. 2018. Vol. 30(11). 116601. doi:10.1063/1.5052191
10. Фабрикант А.Л. Отражение волн Россби от поверхности тангенциального разрыва скорости // *Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1987. Т. 23, № 1. С. 106–109.
11. Fabrikant A.L., Stepanyants Yu.A. Propagation of waves in shear flows. Singapore: World Scientific, 1998. 287 p.

12. Степаняни Ю.А., Фабрикант А.Л. Распространение волн в сдвиговых гидродинамических течениях // Успехи физических наук. 1989. Т. 159, № 1. С. 83–123. doi:10.3367/UFNr.0159.198909с.0083
13. Gnevyshev V.G., Shrira V.I. On the evaluation of barotropic-baroclinic instability parameters of zonal flows on a beta-plane // Journal of Fluid Mechanics. 1990. Vol. 221. P. 161–181. doi:10.1017/S0022112090003524
14. Ahmed B.M., Eltaeb I.A. On the propagation, reflexion, transmission and stability of atmospheric Rossby-gravity waves on a beta-plane in the presence of latitudinally sheared zonal flows // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences. 1980. Vol. 298 (1435). P. 45–85. doi:10.1098/rsta.1980.0240
15. Duba C.T., Doyle T.B., McKenzie J.F. Rossby wave patterns in zonal and meridional winds // Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics. 2014. Vol. 108, N 3. P. 237–257. doi:10.1080/03091929.2013.867604
16. Yamagata T. On the propagation of Rossby waves in a weak shear flow // Journal of the Meteorological Society of Japan. 1976. Vol. 54, N 2. P. 126–127. doi:10.2151/jmsj1965.54.2_126
17. Yamagata T. On trajectories of Rossby wave-packets released in a lateral shear flow // Journal of the Oceanographic Society of Japan. 1976. Vol. 32. P. 162–168. doi:10.1007/BF02107270
18. Salmon R. Lectures on Geophysical Fluid Dynamics. Oxford University Press; 1st ed. 1998. 392 p.
19. Killworth P.D., Blundell J.R. Long extratropical planetary wave propagation in the presence of slowly varying mean flow and bottom topography. Part I. The local problem // Journal of Physical Oceanography. 2003. Vol. 33 (4). P. 784–801. doi:10.1175/1520-0485(2003)33<
20. Гневышев В.Г., Фролова А.В., Кубряков А.А., Собко Ю.В., Белоненко Т.В. Взаимодействие волн Россби со струйным потоком: основные уравнения и их верификация для Антарктического циркумполярного течения // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55, № 5. С. 39–50. doi:10.31857/S0002-351555539-50
21. Гневышев В.Г., Фролова А.В., Колдунов А.В., Белоненко Т.В. Топографический эффект для волн Россби на зональном сдвиговом потоке // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2021. Т. 14, № 1. С. 4–14. doi:10.7868/S2073667321010019

УДК 624.124.791

© В. А. Зувев, Е. М. Грамузов, А. А. Куркин*, Ю. А. Двойченко, А. С. Себин, 2022

Нижегородский государственный технический университет им. Р.Е. Алексеева, 603950, ул. Минина, д. 24,
г. Нижний Новгород, Россия

*E-mail: aakurkin@gmail.com

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА НАГРУЗКОЙ, ДВИЖУЩЕЙСЯ С МАЛОЙ СКОРОСТЬЮ

Статья поступила в редакцию 22.06.2021, после доработки 06.02.2022, принята в печать 29.03.2022

Аннотация

Рассматривается возможность физического моделирования деформации ледяного покрова от нагрузки, движущейся с малой скоростью. Используя уравнение колебаний упругой пластины на основании гидравлического типа, показано, что подобие напряженно-деформированного состояния в модельном льду может быть достигнуто только в рамках подходов классической теории моделирования ледяного покрова Ногида-Шиманского. Принимая во внимание известные сложности, связанные с практической реализацией этого способа, исследуется применимость модели льда уменьшенной толщины, разработанной в НГТУ. Она заключается в преднамеренном несоблюдении подобия льда по толщине при удовлетворении прочих требований, реализуя частичное подобие модели. Показываются возникающие при этом расхождения с теорией Ногида-Шиманского, оценивается их влияние на конечный результат. Исследуется применимость модели тонкого льда в бассейнах с естественным охлаждением классической формы для целей моделирования движения нагрузки с малой скоростью. Приведены результаты экспериментального исследования деформации ледяного покрова под движущейся нагрузкой с использованием модельного тонкого естественного льда. Исследуется изменение формы волны и максимального прогиба льда в зависимости от изменения скорости движения и величины нагрузки. Показана связь уменьшения отношения площади профиля чаши прогибов к профилю выгиба льда перед движущейся нагрузкой с увеличением скорости в начале движения, что может говорить о резком росте энергетических затрат на деформирование ледяного покрова, когда взаимодействие технического средства со льдом уже нельзя рассматривать как квазистатическое. Точное определение этих затрат является критически важным при проектировании ледокольных средств, прокладывающих канал в поле сплошного льда.

Ключевые слова: лёд, физическое моделирование, модель льда, ледовый бассейн

© В. А. Зувев, Е. М. Грамузов, А. А. Куркин*, Ю. А. Двойченко, А. С. Себин, 2022

Nizhny Novgorod State Technical University n.a. R.E. Alekseev, Minin St., 24, Nizhny Novgorod, 6039050, Russia

*E-mail: aakurkin@gmail.com

PHYSICAL MODELING OF ICE COVER DEFORMATION UNDER THE ACTION OF A MOVING LOAD AT LOW SPEED

Received 22.06.2021, Revised 06.02.2022, Accepted 29.03.2022

Abstract

The current paper considers the possibility of physical modeling of ice cover deformation under the action of a moving load at low speed. Using an equation for elastic plate oscillations on the foundation of a hydraulic type, it is shown that similarity of a stress and strain state (SSS) of model ice can be achieved but within the scope of the approaches based on a classical theory of Nogid-Shimansky modeling of ice cover. Taking into account certain complications connected with practical implementation of the above method, the applicability of a reduced-thickness ice model developed at NNSTU is investigated. This model uses the ice thickness that intentionally does not comply with the similarity requirements, all other requirements being satisfied, thus providing incomplete similarity of the model. Some disagreements with a Nogid-Shimansky model connected with that are revealed and their influence on the end result is evaluated. The applicability of a thin ice model is investigated in natural cooled model tanks of

Ссылка для цитирования: Зувев В.А., Грамузов Е.М., Куркин А.А., Двойченко Ю.А., Себин А.С. Физическое моделирование деформации ледяного покрова нагрузкой, движущейся с малой скоростью // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 2. С. 19–32. doi:10.48612/fpg/mkmg-68r8-4h6v

For citation: Zuev V.A., Gramuzov E.M., Kurkin A.A., Dvoichenko Y.A., Sebin A.S. Physical Modeling of Ice Cover Deformation Under the Action of a Moving Load at Low Speed. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 2, 19–32. doi:10.48612/fpg/mkmg-68r8-4h6v

classical shape used for modeling of load movement at low speed. The results of the experimental investigation of ice cover deformation under the action of a moving load using a model for the natural thin ice are given. The modification of a wave shape and maximum ice deflection depending on change of a movement speed and loading are investigated. The connection of decrease of a ratio of the deflection basin profile area to the outward ice bending profile in front of a moving load with increase of speed at the start of the movement is demonstrated, which can be an evidence of a sharp growth of energy expenses for ice cover deformation when the interaction between the technical facility and ice cannot be considered as quasistatic. An exact evaluation of such expenditures is crucial when designing the ice-breaking facilities clearing a path through floe ice.

Keywords: ice, physical modeling, ice model, ice model tank

1. Введение

Физическое моделирование остаётся наиболее эффективным средством изучения взаимодействия различных морских технических объектов с ледяным покровом при проектировании. Развивающееся арктическое судоходство требует строительства новых, более мощных ледоколов, способных обеспечить проводку крупнотоннажных судов не только во льдах предельной толщины, но и гарантировать движение с определённой коммерчески обоснованной скоростью. Поиски оптимальных параметров ледокольного судна, уверенно двигающегося во льдах с требуемыми скоростями без необходимости работать набегами, приводят к новым перспективным формам корпуса [1, 2]. Также одним из наиболее эффективных методов разрушения ледяного покрова обладают ледокольные средства, создающие систему распределённых давлений на поверхности льда [3]. Исследование взаимодействия со льдом корабельных ледотехнических средств, прокладывающих канал с необходимой скоростью, требует пересмотра используемых подходов в физическом моделировании, учёта возникающих в ледяном покрове динамических процессов.

Разработкой математических и физических моделей взаимодействия перемещающейся нагрузки с ледяным покровом занималось большое число исследователей [4–9]. Однако все эти работы охватывают только случаи околокритической, критической и сверхкритической скоростей движения нагрузки, посвящены вопросам резонансного метода разрушения льда судами на воздушной подушке, а также организации ледовых переправ и ледовых аэродромов. Вопросам физического моделирования деформации и разрушения ледяного покрова нагрузкой, движущейся со скоростями, характерными для ледокольных средств, не использующих резонансный метод (далее будем называть эти скорости малыми), уделено не так много внимания. Это связано в первую очередь с тем, что до недавнего времени при проектировании ледоколов вопрос ставился исключительно о достижении предельной ледопроеходимости, в то время как обеспечения разрушения льда при заданной скорости движения не требовалось. В связи с этим становится актуальной задача разработки подходов к физическому моделированию деформации и разрушения ледяного покрова от действия нагрузки, движущейся с малой скоростью, установление условий моделирования и критериев подобия, проработка способов проведения эксперимента в условиях современного ледового опытового бассейна.

Вопросу обоснования термина «малая скорость» посвящена работа [10], и, хотя изучение пограничных состояний, когда начинают сказываться пластические деформации во льду, продолжает оставаться актуальным, малой можно считать такую скорость, когда изгибно-гравитационные волны в ледяном покрове не распространяются.

Как известно, поведение ледяного покрова под воздействием движущейся нагрузки хорошо описывается уравнением вязкоупругих колебаний [4]. Модель упругой пластины при высоких скоростях даёт незатухающие колебания, что не согласуется с известными экспериментальными данными. Однако, проведённое с использованием численных методов широкое исследование различных математических моделей, описывающих вязкоупругие свойства деформируемой пластины [11, 12], позволило сделать вывод, что упругая модель при малых скоростях движения нагрузки даёт решения, близкие к модели Кельвина-Фойгта, причем, чем ниже скорость, тем меньше расхождение. Полученные решения сравнивались с экспериментальными натурными данными [6], было выявлено их высокое сходство. Таким образом, можно сделать вывод о низком влиянии пластических свойств льда при малых скоростях движения нагрузки, а значит о возможности использования для целей моделирования наиболее хорошо разработанную теорию упругости, а также методы физического моделирования льда как упругой среды.

В данной статье исследуется возможность моделирования напряжённого-деформированного состояния ледяного покрова при воздействии на него движущейся нагрузки, используя уравнение колебаний бесконечной упругой пластины на основании гидравлического типа, классическую теорию моделирова-

ния ледяного покрова Ногида-Шиманского [16] и моделирование с использованием тонкого естественного льда. Показана их связь, а также принимаемые допущения, позволяющие на практике выполнять модельный эксперимент только при частичном подобии наблюдаемых явлений. Приведены результаты экспериментов в ледовом опытовом бассейне НГТУ с естественным охлаждением, направленных на исследование поведения ледяного покрова при движении по нему нагрузки с малой скоростью, а также на изучение применимости полученных условий моделирования.

2. Условия моделирования

Ледяной покров будем рассматривать как идеально упругое тело. В качестве математической модели используем тонкую жёсткую упругую пластину на основании Винклера [13]. Это возможно, принимая во внимание, что глубина чаши прогиба ледяного покрова, а, следовательно, и амплитуда распространяющейся в нём волны при малых скоростях движения много меньше её длины. Таким образом, частицы пластины под действием поперечно направленной нагрузки будут испытывать только малые вертикальные колебания, горизонтальные усилия, трение, а также силы сжатия, присутствующие в ледяном покрове, учитывать не будем. В этом случае течение воды вблизи поверхности пластины можно рассматривать как безвихревое [14], а жидкость в целом как идеальную.

Рассматривая динамическую задачу колебаний ледяного покрова под действием нагрузки, Д.Е. Хейсин выделяет уравнение равновесия упругой пластины в каждый момент времени под действием внешних и внутренних сил [4]:

$$D\nabla^2\nabla^2w + \rho_i h \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = q(x, y, t) + p(x, y, t), \quad (1)$$

где ρ_i — плотность льда; $D = \frac{Eh^3}{12(1-\mu^2)}$ — цилиндрическая жёсткость ледяной пластины; E — модуль деформации; h — толщина льда; μ — коэффициент Пуассона; $q(x, y)$ — действующая на пластину статическая нагрузка со стороны внешних сил; $w(x, y)$ — прогиб пластины; $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$ — оператор Лапласа; $p(x, y, t)$ — воздействие на пластину гидродинамических сил.

Эти силы, действующие на нижнюю кромку пластины, для волн малой амплитуды можно определить по формуле:

$$p = -kw - \rho_w \left. \frac{\partial \Phi}{\partial t} \right|_{z=w}, \quad (2)$$

где Φ — потенциал скорости жидкости; $k = \rho_w g$ — коэффициент упругого основания; ρ_w — плотность воды; g — ускорение свободного падения.

В отличие от Хейсина, будем рассматривать давление жидкости на нижней поверхности пластины не при $z = 0$, а при $z = w$. При движении нагрузки по пластине последняя испытывает деформации, вследствие чего поверхность воды также деформируется. Приравнивание давления на нижней поверхности пластины к давлению на уровне покоящейся жидкости приводит к условию проницаемости пластины. Это может быть удобно при поиске аналитического решения, так как избавляет от нелинейности в дифференциальном уравнении и допустимо если рассматривать прогибы пластины и, следовательно, перемещение частиц жидкости, как малые. Однако, в случае поиска критериев подобия для физического моделирования это допущение не является необходимым.

В рассматриваемом уравнении на пластину действуют только вертикальные силы, а перемещение давления приводит только к её вертикальным прогибам. В этом случае, можно предположить, что перемещения жидкости вблизи нижней поверхности пластины также будут только вертикальными:

$$\vec{v}_x, \vec{v}_y = 0 \Big|_{z=w}, \quad (3)$$

где $\vec{v}_x$ и $\vec{v}_y$ — проекции вектора скорости потока жидкости на оси x и y .

В том случае, если напряжённо-деформированное состояние (НДС) модели ледяного покрова может быть описано с помощью того же уравнения равновесия (1), что и для натурального льда, то члены этого уравнения для модели должны быть связаны с соответствующими членами уравнения для натурального льда через соответствующие масштабы моделирования:

$$D_n \nabla^2 \nabla^2 w_n = \frac{\lambda_D \lambda_w}{\lambda_l^4} D_m \nabla^2 \nabla^2 w_m; \quad (\rho_i)_n h_n \frac{\partial^2 w_n}{\partial t_n^2} = \frac{\lambda_{\rho_i} \lambda_w \lambda_h}{\lambda_l^2} (\rho_i)_m h_m \frac{\partial^2 w_m}{\partial t_m^2};$$

$$(\rho_w)_n g w_n = \lambda_{\rho_w} \lambda_w (\rho_w)_m g w_m; \quad (\rho_w)_n \left. \frac{\partial \Phi_n}{\partial t_n} \right|_{z_n=w_n} = \frac{\lambda_{\rho_w} \lambda_v \lambda_w}{\lambda_l} (\rho_w)_m \left. \frac{\partial \Phi_m}{\partial t_m} \right|_{z_m=w_m}; \quad (4)$$

$$q_n(x_n, y_n, t_n) = \frac{\lambda_P}{\lambda_l^2} q_m(x_m, y_m, t_m).$$

где $\lambda_l, \lambda_w, \lambda_h, \lambda_D, \lambda_{\rho_i}, \lambda_{\rho_w}, \lambda_l, \lambda_v, \lambda_P$ — масштабы моделирования соответственно: линейных размеров, прогибов пластины, толщины льда, цилиндрической жёсткости пластины, плотности льда, плотности воды, времени, скорости, сил; здесь и далее индексы n и m означают принадлежность элемента к описанию натурной и модели соответственно.

Тогда уравнение равновесия натурной ледяной пластины можно записать:

$$\frac{\lambda_D \lambda_w}{\lambda_l^4} D_m \nabla^2 \nabla^2 w_m + \frac{\lambda_{\rho_i} \lambda_w \lambda_h}{\lambda_l^2} (\rho_i)_m h_m \frac{\partial^2 w_m}{\partial t_m^2} + \lambda_{\rho_w} \lambda_w (\rho_w)_m g w_m + \frac{\lambda_{\rho_w} \lambda_v \lambda_w}{\lambda_l} (\rho_w)_m \left. \frac{\partial \Phi_m}{\partial t_m} \right|_{z_m=w_m} = \frac{\lambda_P}{\lambda_l^2} q_m(x_m, y_m, t_m). \quad (5)$$

Разделим обе части уравнения на λ_w :

$$\frac{\lambda_D}{\lambda_l^4} D_m \nabla^2 \nabla^2 w_m + \frac{\lambda_{\rho_i} \lambda_h}{\lambda_l^2} (\rho_i)_m h_m \frac{\partial^2 w_m}{\partial t_m^2} + \lambda_{\rho_w} (\rho_w)_m g w_m + \frac{\lambda_{\rho_w} \lambda_v}{\lambda_l} (\rho_w)_m \left. \frac{\partial \Phi_m}{\partial t_m} \right|_{z_m=w_m} = \frac{\lambda_P}{\lambda_l^2 \lambda_w} q_m(x_m, y_m, t_m). \quad (6)$$

Рассмотрим коэффициенты, стоящие перед членами получившегося уравнения. При проведении модельных испытаний разницу плотностей натурной и модельной воды не учитывают, что позволяет выполнить моделирование третьего члена уравнения, описывающего влияние упругого основания:

$$\lambda_{\rho_w} = 1. \quad (7)$$

Масштаб моделирования цилиндрической жёсткости можно записать:

$$\lambda_D = \lambda_E \lambda_h^3 \frac{1 - \mu_n^2}{1 - \mu_m^2}. \quad (8)$$

Для того чтобы уравнение изгиба модельной ледяной пластинки было эквивалентно уравнению изгиба натурного льда необходимо, чтобы коэффициенты перед членами уравнения (6), описывающие взаимосвязь между масштабами моделирования, не оказывали бы влияния на уравнение, т.е.:

$$\frac{\lambda_E \lambda_h^3}{\lambda_l^4} \cdot \frac{1 - \mu_n^2}{1 - \mu_m^2} = 1, \quad \frac{\lambda_{\rho_i} \lambda_h}{\lambda_l^2} = 1, \quad \frac{\lambda_{\rho_w} \lambda_v}{\lambda_l} = 1, \quad \frac{\lambda_P}{\lambda_l^2 \lambda_w} = 1. \quad (9)$$

Если в модели выполняется подобие прогибов ледяной пластины:

$$\lambda_w = \lambda_l = \lambda, \quad (10)$$

то коэффициент перед членом в правой части уравнения (6), описывающий действие внешней нагрузки, прикладываемой к ледяной пластине, переписывается:

$$\lambda_P = \lambda_l^2 \lambda_w = \lambda^3. \quad (11)$$

Это выражение представляет собой известный из классической теории подобия [15] динамический масштаб моделирования, представляющий собой условие моделирования Ньютоновских сил.

Коэффициент перед вторым членом уравнения (6) является условием подобия инерционных сил льда, и в том случае, если плотность материала модели льда такая же, как у натурного ледяного покрова:

$$\lambda_{\rho_i} = 1, \quad (12)$$

а толщина льда подчиняется геометрическому масштабу моделирования:

$$\lambda_h = \lambda, \quad (13)$$

получим условие, представляющее собой временной масштаб моделирования:

$$\lambda_t = \sqrt{\lambda_h \lambda_{\rho_i}} = \sqrt{\lambda}. \quad (14)$$

Рассматривая коэффициент четвёртого члена уравнения (6), описывающего кинематическое давление жидкости на нижнюю поверхность пластины, а также принимая во внимание (7) и (13), получим выражение для кинематического масштаба моделирования [15]:

$$\lambda_v = \frac{\lambda_t}{\lambda_{\rho_w}} = \sqrt{\lambda}. \quad (15)$$

При использовании в качестве модели ледяного покрова материала, у которого коэффициент Пуассона будет таким же, как у натурального льда $\lambda_\mu = 1$, получим условие подобия сил упругости пластины, описываемых первым членом уравнения (6):

$$\frac{\lambda_E \lambda_h^3}{\lambda_t^4} = 1, \text{ или в другом виде:} \\ \lambda_h = \lambda^{4/3} \lambda_E^{-1/3}. \quad (16)$$

Учитывая (13), получим:

$$\lambda_E = \lambda. \quad (17)$$

Все вместе рассмотренные условия являются составляющей частью известных критериев моделирования льда, разработанных Ногидом и Шиманским [16] (т.н. классическая теория моделирования ледяного покрова):

$$\lambda_{\rho_w} = \lambda_{\rho_i} = \lambda_\mu = \lambda_f = 1, \lambda_h = \lambda, \lambda_E = \lambda_\sigma = \lambda, \lambda_v = \sqrt{\lambda}, \lambda_P = \lambda^3, \quad (18)$$

где λ_f и λ_σ — масштабы моделирования коэффициента трения и критических изгибных напряжений.

Таким образом, из результатов выполненного анализа следует, что при проведении модельных экспериментов по разрушению льда нагрузкой, движущейся с малой скоростью, достижение подобия НДС ледяного покрова, описываемого уравнением (1), возможно при удовлетворении условий классической теории моделирования ледяного покрова.

Однако практическое выполнение этих условий встречает значительные трудности, связанные как с недостаточной изученностью процессов разрушения натурального ледяного покрова, так и с разработкой приемлемого материала модели льда. Более подробно это описано в [17, 18]. Перспективным является применение композитной модели ледяного покрова с использованием гранул полиэтилена высокого давления (“GP-ice”) [19, 20]. Однако свойства этой модели при статическом разрушении изучены пока ещё недостаточно, чтобы говорить о её применении в динамических задачах.

Оригинальный метод физического моделирования движения судов во льдах, основанный на аналогичном подходе к определению критериев подобия, предложен в [21]. Используется статическое уравнение равновесия упругой изотропной пластины на основании Винклера:

$$D \nabla^2 \nabla^2 w = q(x, y) - kw. \quad (19)$$

Уравнение (19) рассматривается как математическая модель, адекватно описывающая НДС ледяного покрова при его разрушении ледокольным судном, движущемся в тяжёлых льдах, что определяет её достаточность для целей выявления критериев подобия при физическом моделировании разрушения ледяного покрова ледокольным средством. В этом случае скорость хода судна достаточно мала и его взаимодействие со льдом можно рассматривать как квазистатическое [22]. На основе общности математического описания деформации натурального и модельного ледяного покрова уравнением (19) выделяются следующие критерии подобия:

$$\lambda_{\rho_w} = \lambda_{\rho_i} = \lambda_\mu = \lambda_f = 1, \lambda_h = \lambda^{4/3}, \lambda_v = \sqrt{\lambda}, \lambda_P = \lambda^3. \quad (20)$$

В качестве материала модели используется естественный лёд без добавок. Этот способ использует преднамеренное несоблюдение геометрического масштаба при моделировании толщины льда, жертвуя подобием массовых характеристик обломков в пользу моделирования внутренних сил упругости и предела прочности. Такой подход стал возможным при использовании экспериментального разделения полного ледового сопротивления судна на составляющие:

$$R = R_f + R_r + R_w, \quad (21)$$

где R_f — сопротивление, вызываемое ломкой сплошного ледяного поля; R_r — сопротивление обломков движению судна; R_w — сопротивление воды.

При этом сначала проводятся испытания в сплошном естественном льду, затем в полученных обломках. В результате получают сопротивление ломки льда R_f . После этого проводятся испытания в обломках льда, имитированных плитками полиэтилена высокого давления, затем на чистой воде, свободной ото льда. В результате получают полное ледовое сопротивление (21) как сумму его составляющих. Более подробную информацию об этом методе можно найти в [18, 22].

Опыт использования данной модели в различных задачах определения ледового сопротивления судов позволил говорить об эффективности данного метода не только во льдах предельной толщины, но и при других реальных скоростях движения водоизмещающих судов во льдах [23]. Таким образом, этот метод можно рассматривать как перспективный при моделировании разрушения ледяного покрова нагрузкой, движущейся с малой скоростью.

Заметим, что использование условий (20) при моделировании ледяного покрова, разрушающегося от воздействия движущейся нагрузки, по уравнению (1) приводит к невыполнению условия (14), выражающего подобие сил инерции ледяного покрова. Однако, успешность применения данного метода при испытаниях моделей ледоколов при различных скоростях движения во льду может говорить о том, что энергетические затраты, связанные с инерцией ледяной пластины, малы по сравнению с общими затратами. Отсюда можно сделать вывод, что в реальных условиях при моделировании деформации ледяного покрова с помощью уравнения (6) вторым членом, описывающим инерционные свойства льда, можно пренебречь ввиду его малости по сравнению с остальными.

Таким образом, физическое моделирование разрушения ледяного покрова от нагрузки, движущейся с малой скоростью, используя для описания НДС динамическое уравнение равновесия упругой изотропной тонкой пластинки (1), покоящейся на основании Винклера, может быть возможно с использованием условия (20) с применением в качестве материала модели тонкого естественного льда. Этот метод обладает небольшой трудоёмкостью и позволяет проводить испытания при малых масштабах моделирования в бассейнах с естественным охлаждением, что существенно уменьшает стоимость экспериментов.

3. Экспериментальные исследования

Для изучения динамических процессов, развивающихся в ледяном покрове при движении по нему распределённой нагрузки при различных скоростях движения, а также изучения границ применимости рассмотренных в предыдущем пункте положений, был предпринят ряд экспериментов. Опыты производились в ледовом бассейне НГТУ (рис. 1, а) при отрицательной температуре воздуха, лёд наращивался под действием естественного холода. Длина бассейна составляла 16 м, ширина 1,6 м, глубина чаши бассейна — 0,8 м. В качестве нагрузки использовалась платформа из пенопласта прямоугольной формы (рис. 1, б), с размерами в плане $0,6 \times 0,5$ м. Нижняя поверхность платформы была покрыта фторопластовой плёнкой для уменьшения сил трения. Сама платформа имела массу 6,32 кг, и нагружалась балластом до 21 кг.

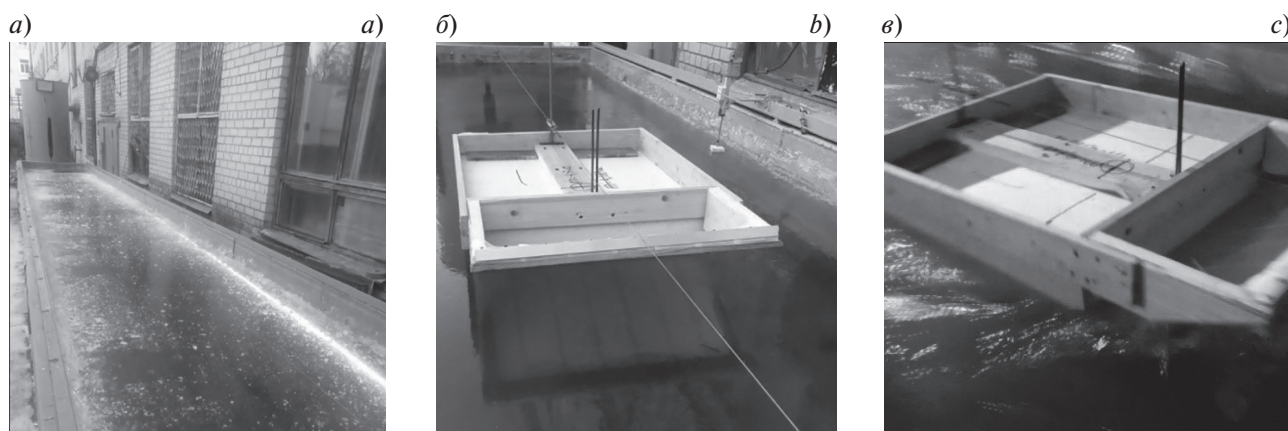


Рис. 1. Опыты по воздействию движущейся нагрузки на модельный лёд: а — ледовый бассейн НГТУ; б — движение нагрузки с малой скоростью; в — разрушение льда при скорости близкой к резонансной

Fig. 1. Experiments on investigating the action of a moving load on the model ice: а — ice tank of NNSTU; б — load movement at low speed; в — ice breaking at a speed close to resonant

Пенопласт имел необходимую плотность и твёрдость, которые с одной стороны обеспечивали полное прилегание макета к деформируемому льду и обеспечивали распределение нагрузки, а с другой стороны обеспечивалась достаточная прочность и целостность макета при проведении опытов. Макет закреплялся в буксировочную систему гравитационного типа с возможностью регистрации скорости перемещения в режиме реального времени. Буксировка модели производилась с применением буксировочного груза. Скорость движения получалась в начале опытов неравномерной из-за разной шероховатости поверхности льда. Повысить равномерность удалось путем смачивания поверхности льда водой.

Так как при естественной глубине бассейна резонанс достигался при излишне больших скоростях, был использован известный эффект уменьшения резонансной скорости с уменьшением глубины водоёма [4]. На мелководье скорость распространения изгибно-гравитационной волны, при которой достигается явление параметрического резонанса, не зависит от характеристик льда и определяется:

$$v_r = \sqrt{gH}, \quad (22)$$

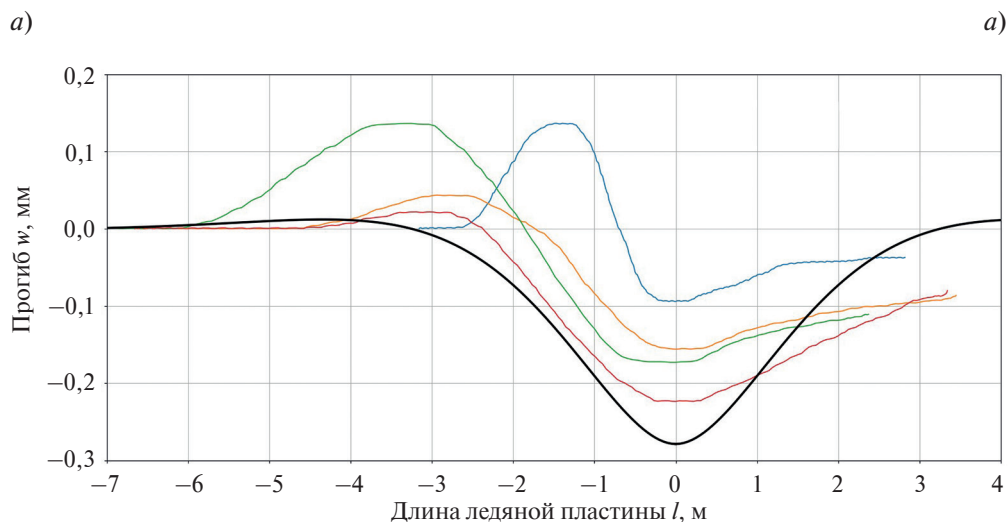
где H — глубина водоёма.

Для реализации этого эффекта был использован прием намораживания «второго дна». В бассейне сливалась вода на 0,3 м ниже стандартного уровня и производилось намораживание слоя льда толщиной 50 мм. После этого поверх льда наливалась вода до стандартного уровня. Таким образом, получался мелководный бассейн ($H = 0,3$ м), резонансная скорость в котором не превосходила 1,7 м/с. В дальнейшем на стандартном уровне намораживался ледяной слой толщиной 25 мм, по которому в дальнейшем производилось перемещение нагрузки.

После окончания процесса намораживания ледяное поле отпиливалось от бортов вдоль бассейна (исключая торцы) так, чтобы добиться свободного вертикального перемещения берегов кромок относительно стенок бассейна. Таким образом, реализовывался случай цилиндрического изгиба ледяной пластины под перемещающейся нагрузкой, т.е. распространение плоской изгибно-гравитационной волны на мелководье. После подготовки ледяного поля и закрепления датчиков на своих местах на лёд устанавливался макет с заранее определённой массой, который буксировался по нему с определённой скоростью (рис. 1, б). Вблизи торцов бассейна пропилены на 1,5 м не доводились до конца, полученный участок использовался в качестве разгонного, что вкупе с разгонными грузами позволяло добиться стационарности процесса на измерительном участке.

В опытах производилось варьирование следующих факторов: изменение скорости перемещения; изменение массы движущейся нагрузки, изменение толщины льда. Регистрировались следующие параметры: скорость движения нагрузки, получаемая с помощью штатной системы измерения скорости буксировочной системы (фотоимпульсный датчик, аналого-цифровой преобразователь), прогиб льда, записываемый во времени с помощью линейного датчика перемещения реостатного типа, установленного по середине длины бассейна.

В каждом опыте записывалась форма волны, которая вместе с нагрузкой перемещалась мимо датчика. При постоянной скорости движения нагрузки связь между временем течения процесса и линейной координатой положения текущего прогиба относительно датчика перемещений была однозначной. Полученные профили при разных нагрузках приведены на рис. 2.



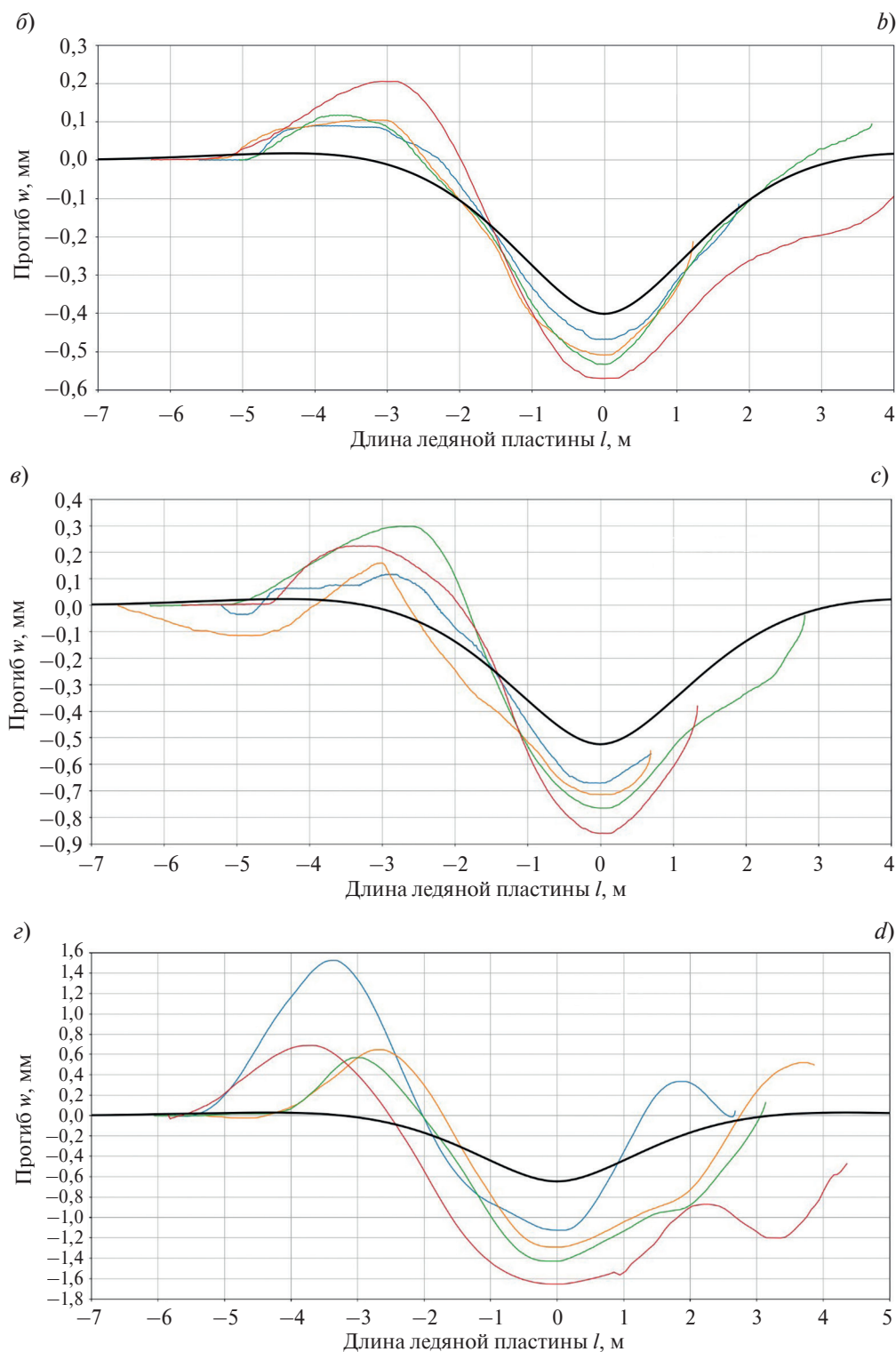


Рис. 2. Профили волн в ледяном покрове при движении нагрузки массой: *a* — 11,32 кг: — статический профиль; — скорость 0,9 м/с; — скорость 1,38 м/с; — скорость 0,72 м/с; — скорость 0,15 м/с; *b* — 16,32 кг: — статический профиль; — скорость 1,00 м/с; — скорость 0,53 м/с; — скорость 0,30 м/с; — скорость 0,25 м/с; *c* — 21,32 кг: — статический профиль; — скорость 0,5 м/с; — скорость 0,88 м/с; — скорость 0,42 м/с; — скорость 0,22 м/с; *d* — 27,32 кг: — статический профиль; — скорость 1,65 м/с; — скорость 0,8 м/с; — скорость 0,71 м/с; — скорость 0,45 м/с

Fig. 2. Profiles of waves in ice cover during the movement of a load weighing: *a* — 11.32 kg: — static profile; — speed 0.9 m/sec.; — speed 1.38 m/sec.; — speed 0.72 m/sec.; — speed 0.15 m/sec.; *b* — 16.32 kg: — static profile; — speed 1.00 m/sec.; — speed 0.53 m/sec.; — speed 0.30 m/sec.; — speed 0.25 m/sec.; *c* — 21.32 kg: — static profile; — speed 0.5 m/sec.; — speed 0.88 m/sec.; — speed 0.42 m/sec.; — speed 0.22 m/sec.; *d* — 27.32 kg: — static profile; — speed 1.65 m/sec.; — speed 0.8 m/sec.; — speed 0.71 m/sec.; — speed 0.45 m/sec.

4. Обсуждение результатов эксперимента

Для получения качественных характеристик процесса деформации ледяной пластины при движении по ней нагрузки полученные результаты сравнивались со статическими, рассчитанными теоретически для условий, совпадающих с условиями эксперимента. Ледовое поле рассматривалось как бесконечная в длину пластина, покоящаяся на упругом основании Винклера, испытывающая цилиндрический изгиб. Задача такого типа может быть сведена к решению уравнения балки-полоски на упругом основании, нагруженной сосредоточенной силой. Выражение для прогибов правой половины балки [24] было преобразовано для случая балки-полоски по рекомендациям [25] и записано для обеих половин:

$$w = -\frac{P}{b_i} \frac{\alpha}{2k} e^{-\alpha|x|} [\cos(\alpha|x|) + \sin(\alpha|x|)], \quad (23)$$

где x — координата балки; w — прогибы балки-полоски; $\frac{P}{b_i}$ — приложенное к балке-полоске усилие; P — сила тяжести, создаваемая нагрузкой; $b_i = 1,5$ м — ширина ледового поля; $k = \rho_w g = 9810$ Н/м³ — коэффициент упругого основания; $\alpha = \sqrt[4]{\frac{k}{4D}} = 0,726$ м⁻¹ — параметр балки и упругого основания; $D = \frac{Eh^3}{12(1-\mu^2)} = 8834$ Н·м —

цилиндрическая жёсткость пластины (получено для толщины льда $h_i = 0,025$ м); $E = 6 \times 10^9$ Па — модуль упругости льда [18]; $\mu = 0,34$ — коэффициент Пуассона для льда [18]. Результаты расчёта приведены на рис. 3, также эти кривые отмечены на графиках профилей волн изгиба льда жирными линиями (рис. 2).

Анализ результатов эксперимента (рис. 2) позволил получить взаимосвязи между длиной волны, формой чаши прогибов, массой груза и скоростью при постоянных толщине льда и глубине водоёма (рис. 4). Эти же величины также были получены при анализе теоретических графиков статических прогибов (рис. 3) и нанесены на экспериментальные (рис. 4) при нулевой скорости движения нагрузки. В тех случаях, когда в эксперименте не удалось произвести полную запись чаши прогибов, полученные значения экстраполировались до точки пересечения с уровнем спокойного состояния (отметка 0 на оси ординат графиков рис. 2). Анализ полученных зависимостей показал, что при малых скоростях движения становится заметным увеличение прогибов льда в сравнении со статикой практически во всех случаях, кроме 11,32 кг, при этом чем больше нагрузка, тем значительнее эта разница (рис. 5). Изменение площади впадины при начале движения нагрузки в сравнении со статикой, как правило, незначительно. Отношение площади впадины к площади горба перед нагрузкой резко уменьшаются при переходе от статики к движению, но уже при достижении скорости в 20–30 % от резонансной не претерпевают значительных изменений. Удалось выявить качественное различие формы

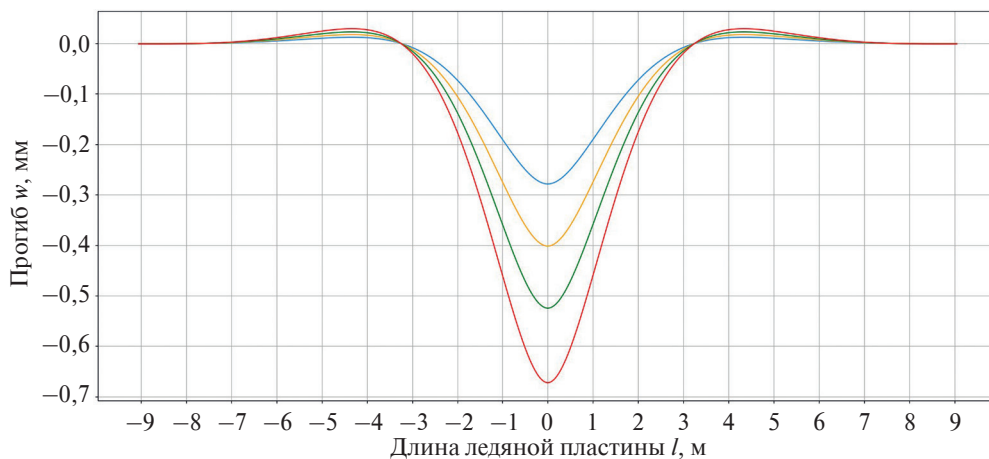


Рис. 3. Результаты расчёта статического цилиндрического изгиба ледяной пластины:

— 27,32 кг; — 21,32 кг; — 16,32 кг; — 11,32 кг

Fig. 3. The results of calculation of static cylindrical ice plate bending:

— 27.32 kg; — 21.32 kg; — 16.32 kg; — 11.32 kg

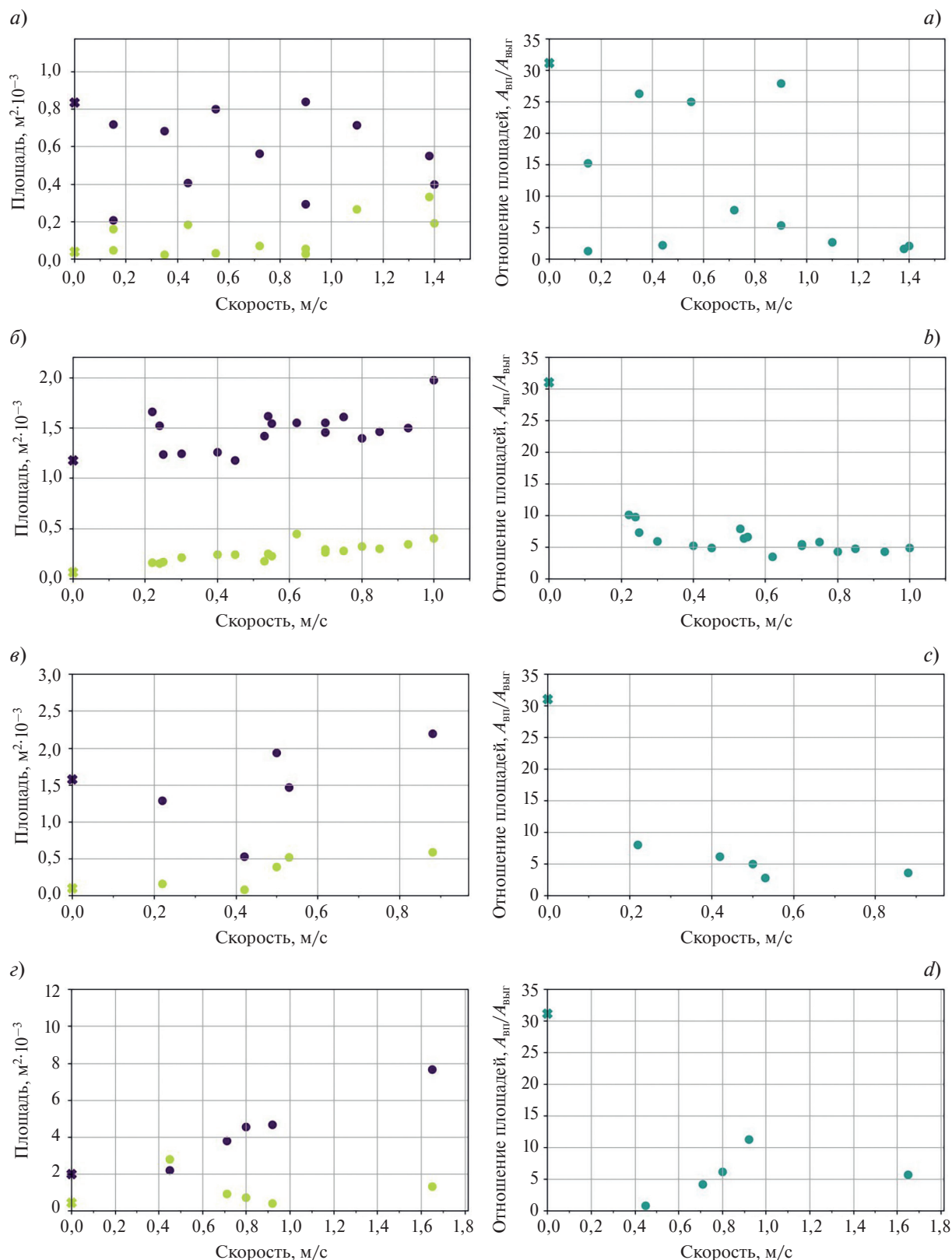


Рис. 4. Характеристики формы профиля волны для случая движения нагрузки массой: *a* — 11,32 кг; *b* — 16,32 кг; *в* — 21,32 кг; *г* — 27,32 кг; обозначения: green asterisk площадь выгиба $A_{\text{выг}}$; purple asterisk площадь впадины $A_{\text{тр}}$; teal asterisk отношение площадей $A_{\text{тр}}/A_{\text{выг}}$

Fig. 4. Characteristics of a wave profile shape for a case of a moving load weighing: *a* — 11.32 kg; *b* — 16.32 kg; *c* — 21.32 kg; *d* — 27.32 kg; legend: green asterisk area of outward bending A_{out} ; purple asterisk area of the trough A_{tr} ; teal asterisk area ratios $A_{\text{tr}}/A_{\text{out}}$

чаши прогиба от скорости движения нагрузки. При относительно малой скорости (в районе 20–30 % резонансной) форма чаши прогибов не претерпевала значительных искажений, но в отличие от статики в передней части чаши (с той стороны, в которую движется нагрузка) возникал сильный выгиб льда вверх от нулевого уровня. Высота этого выгиба составляла 20–30 % от максимального прогиба в районе приложения нагрузки, а длина выгиба была в пределах 25–30 % от длины чаши прогиба.

Выявлена устойчивая тенденция к увеличению площади этого выгиба с увеличением скорости движения нагрузки для массы груза 11,32 кг, 16,32 кг и 21,32 кг, в случае 27,32 кг площадь выгиба уменьшалась, однако, после преодоления минимума также начинала расти.

Отношение площади чаши прогибов к площади выгиба перед нагрузкой может служить мерой энергетических затрат на деформацию ледяного покрова: чем меньше этот показатель, тем больше затраты. Для каждого варианта массы нагрузки также были составлены графики изменения этого показателя в зависимости от скорости движения (рис. 4). Выявлена тенденция к его уменьшению с ростом скорости, при этом, наиболее сильное уменьшение показателя происходит на малых скоростях движения нагрузки (до 20–30 % резонансной скорости), начиная от расчётного статического случая. Очевидно, что наибольший вклад в изменение этого показателя вносит изменение площади выгиба льда перед нагрузкой.

Форма чаши в тыльной части не была симметрична передней части, симметрия наблюдалась только в некоторых опытах. Очевидно наличие взаимосвязи между изменением формы изгиба ледяной пластины и максимальным прогибом с увеличением скорости движения нагрузки (что совпадает с известными натурными экспериментальными данными [8]). Этот эффект наиболее заметен при малых скоростях движения нагрузки — до 20–30 % от резонансной скорости.

Запись прогибов во времени и фиксация скорости движения нагрузки позволила ориентировочно оценить длину перемещающейся вместе с нагрузкой чаши прогибов, которая была примерно равна длине волны цилиндрического изгиба льда — 6–7 м. Так как датчик прогиба записывал прогибы примерно в середине бассейна, на расстоянии 9 м от задней стенки бассейна, было очевидно, что на профиль начальной волны накладывалась отраженная волна. Поэтому при высоких скоростях движения нагрузки чаша прогибов не отличалась симметричностью. Особенно это было заметно при скоростях движения от 0,7 резонансной скорости до равной резонансной. Характерной особенностью изменения формы чаши стало появление внутри контура прогибов подобного полученному на малых скоростях ряда коротких волн — до четырех волн длиной 0,2 от основной чаши и высотой 0,2 от максимального прогиба. Испытания на скорости близкой к резонансной подтвердило наблюдаемое в натуре явление — резкий подъем волны над нулевым уровнем за чашей прогибов движущейся нагрузки. Профиль этой волны в каждом опыте получался новой

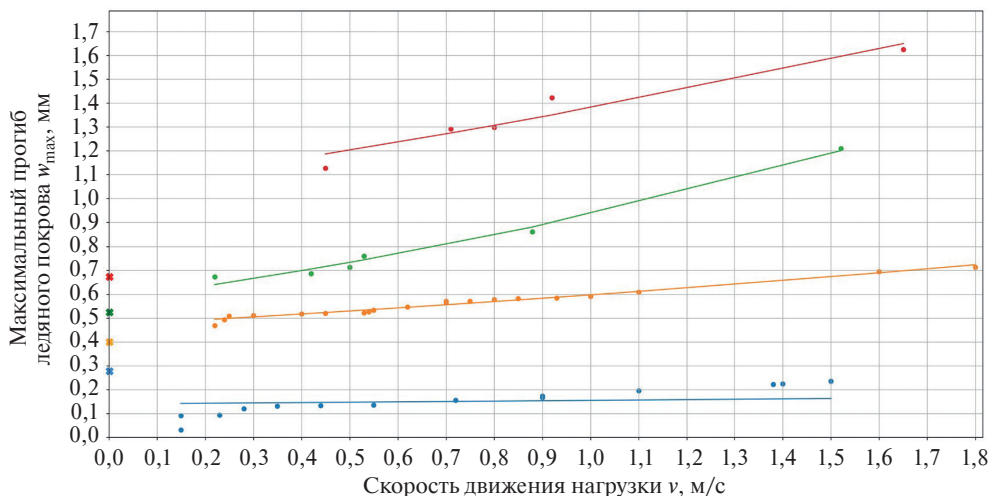


Рис. 5. Зависимость максимального прогиба льда от массы и скорости движения нагрузки:
★ ● 27,32 кг, $w_{\max} = 1,059e^{0,264v}$; ★ ● 21,32 кг, $w_{\max} = 0,589e^{0,452v}$; ★ ● 16,32 кг, $w_{\max} = 0,521e^{0,100v}$; ★ ● 11,32 кг, $w_{\max} = 0,140e^{0,100v}$

Fig. 5. Dependence of maximum ice deflection on weight and speed of load movement: ★ ● 27.32 kg, $w_{\max} = 1.059e^{0.264v}$; ★ ● 21.32 kg, $w_{\max} = 0.589e^{0.452v}$; ★ ● 16.32 kg, $w_{\max} = 0.521e^{0.100v}$; ★ ● 11.32 kg, $w_{\max} = 0.140e^{0.100v}$

формы, повторяемость отсутствовала. Очевидно, такой эффект был обусловлен отражением изгибно-гравитационной волны от торцевой стенки бассейна, возникающим достаточно произвольным образом.

Анализ экспериментальных зависимостей величин прогибов от величины нагрузки и скорости показал слабую зависимость максимального прогиба от скорости движения при скоростях свыше 20–30 % от резонансной. Особенно это мало заметно при небольшой массе движущейся нагрузки (рис. 5). В пределах статистической погрешности зависимость от скорости вплоть до резонансной отсутствует при массе нагрузки 11 и 16 кг. При массе 21 кг зависимость становится заметной и прогиб возрастает в 1,5 раза при резонансной скорости по сравнению с прогибом, возникающим при скорости 0,1 от резонансной. Наибольший эффект наблюдается, когда перемещается груз массой 27 кг. Прогиб возрастает в 2 раза на резонансе по сравнению с прогибом на малой скорости. Это совпадает с данными В.М. Козина, где также отмечается существенная зависимость резонансного прогиба от массы движущейся нагрузки [7].

5. Выводы

Показана возможность моделирования динамических явлений в ледяном покрове при движении по нему нагрузки в ледовых опытовых бассейнах с естественным охлаждением классической формы. Получен эффект выгиба поверхности льда перед перемещающейся чашей прогибов, что может послужить одним из показателей адекватности при разработки теоретических моделей и их разрешении. Выявлено увеличение чаши прогибов ледяного покрова с увеличением скорости движения нагрузки (на малых скоростях до 30 % от резонансной скорости) в сравнении со статическим случаем нагружения, рассчитанным теоретически. Показана связь уменьшения отношения площади профиля чаши прогибов к профилю выгиба льда перед движущейся нагрузкой с увеличением скорости. Этот факт указывает на теоретическую возможность резкого роста энергетических затрат на разрушение льда при увеличении скорости движения ледоразрушающего средства, когда взаимодействие со льдом уже нельзя рассматривать как квазистатическое. Более подробное изучение этого эффекта требует проведение дополнительных экспериментальных исследований при скорости движения нагрузки до 30 % от резонансной. Приведённая схема эксперимента может быть примером тестового опыта для проверки адекватности физической модели ледяного покрова в задачах динамической постановки.

6. Финансирование

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и ГФЕН Китая в рамках научного проекта № 20–58–53049 и при поддержке гранта Президента РФ по государственной поддержке ведущих научных школ РФ НШ-70.2022.1.5.

Литература

1. Грамузов Е.М., Тихонова Н.Е. Обоснование проектных характеристик речных ледоколов // Труды НГТУ им. П.Е. Алексеева. Н. Новгород, 2013. № 3 (100). С. 195–199.
2. Тихонова Н.Е. Оптимизация основных элементов и формы корпуса ледокола в зависимости от ледовых условий // Труды НГТУ им. П.Е. Алексеева. Н. Новгород, 2014. № 5 (107). С. 302–308.
3. Dvoichenko Y.A., Semenova N.M. The influence of the area size and the method of transverse load application to the ice cover surface on the ice failure efficiency // IOP Conference Series: Materials Science and Engineering. IOP Publishing, 2021. Vol. 1079, N 7. P. 072020.
4. Хейсин Д.Е. Динамика ледяного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 215 с.
5. Черкесов Л.В. Поверхностные и внутренние волны. Киев: Наукова думка, 1973. 247 с.
6. Squire V.A., Hosking R.J., Kerr A.D., Langhorne P.J. Moving Loads on Ice Plates. Springer Science & Business Media, 1996. Vol. 45. 244 p.
7. Козин В.М. и др. Прикладные задачи динамики ледяного покрова. М.: Академия естествознания, 2008. 329 с.
8. Иванов К.Е., Песчанский И.С. Грузоподъемность ледяного покрова и устройство дорог на льду. Ленинград: Главсевморпуть, 1949. 181 с. (Труды Арктического научно-исследовательского института Главного управления Северного Морского пути при Совете министров СССР; Т. 23).
9. Nevel D.E. Moving loads on a floating ice sheet. Research report (Cold Regions Research and Engineering Laboratory (U.S)). 1968. Vol. 261. 13 p.
10. Зуев В.А., Лу Ян, Двойченко Ю.А., Себин А.С. Подходы к оценке разрушения ледяного покрова при движении над ним нагрузки с малой скоростью // Транспортные системы. Н. Новгород, 2020. № 3 (17). С. 41–47.

11. Жесткая В.Д. Численное решение задачи о движении нагрузки по ледяному покрову // Прикладная механика и техническая физика. 1999. Т. 40, № 4. С. 243–248.
12. Козин В. М., Погорелова А.В. Влияние вязкостных свойств льда на прогиб ледового покрова при движении по нему нагрузки // Прикладная механика и техническая физика. 2009. Т. 50, № 3. С. 147–157.
13. Reddy J.N. Theory and analysis of elastic plates and shells. CRC press, 2006. 547 p.
14. Ландау Л.Д., Лифшиц Л.Д. Теоретическая физика. Том VI. Гидродинамика. М.: Наука, 1986. 736 с.
15. Эпштейн Л.А. Методы теории размерностей и подобия в задачах гидромеханики судов. Л.: Судостроение, 1970. 208 с.
16. Каштелян В.И., Позняк И.И., Рывлин А.Я. Сопротивление льда движению судна. Л.: Судостроение, 1968. 238 с.
17. Грамузов Е.М., Двойченко Ю.А., Зув В.А., Себин А.С. Моделирование ледяного покрова при прогнозировании взаимодействия судов и морских сооружений со льдом // Известия Российской академии наук. Механика твёрдого тела. 2021. № 2. С. 51–62. doi:10.31857/S0572329921020094
18. Ионов Б.П., Грамузов Е.М. Ледовая ходкость судов. 2 издание. СПб.: Судостроение, 2013. 504 с.
19. Двойченко Ю.А. Себин А.С., Зув В.А. К вопросу о моделировании ледяного покрова с использованием композитной модели льда // Труды Крыловского государственного научного центра. 2019. № S2. С. 59–62. doi:10.24937/2542-2324-2019-2-S-I-59-62
20. Sebin A.S., Dvoichenko Y.A. The New Areas of the Ice Cover Modeling Using the Composite Model Ice “GP-ice” // IOP Conference Series: Materials Science and Engineering. 2021. Vol. 1079, N 7. P. 072017.
21. Зув В.А., Рабинович М.Е., Грамузов Е.М., Двойченко Ю.А. К вопросу о моделировании движения судна в сплошном ледяном поле // Теория и прочность ледокольного корабля: межвуз. сб. Горький, 1978. С. 22–25.
22. Зув В.А. Средства продления навигации на внутренних водных путях. Л.: Судостроение, 1986. 207 с.
23. Zuev V.A., Gramuzov E.M., Dvoichenko Y.A., Sebin A.S. The Experimental and Theoretical Investigations of the “GP-ice” Use in Ships Model Tests // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. IOP Publishing, 2020. Vol. 459, N 4. P. 042071.
24. Давыдов В.В., Маттес Н.В., Сиверцев И.Н. Учебный справочник по прочности судов внутреннего плавания. М.: Речной транспорт, 1958. 755 с.
25. Папкович П.Ф. Труды по строительной механике корабля. В 4 т. Т. 3. Сложный изгиб стержней и изгиб пластин. Л.: Судпромгиз, 1962. 527 с.

References

1. Gramuzov E.M., Tikhonova N.E. Justification of design characteristics of river icebreakers. *Transactions of the NNSTU n.a. R.E. Alekseev*. 2013, 3 (100), 195–199 (In Russian).
2. Tikhonova N.E. Optimizing of the basic elements and shell architecture of an icebreaker depending on the ice conditions. *Transactions of NNSTU n.a. R.E. Alekseev*. 2014, 5 (107), 302–308 (In Russian).
3. Dvoichenko Y.A., Semenova N.M. The influence of the area size and the method of transverse load application to the ice cover surface on the ice failure efficiency. *IOP Conference Series: Materials Science and Engineering*. 2021, 1079, 7, 072020.
4. Hejsin D.E. Ice cover dynamics. *Leningrad, Gidrometeoizdat*, 1967. 215 p. (In Russian).
5. Cherkasov L.V. Surface and Internal Waves. *Kiev, Naukova Dumka*, 1973. 247 p.
6. Squire V.A., Hosking R.J., Kerr A.D., Langhorne P.J. Moving loads on ice plates. *Berlin, Springer Science & Business Media*, 1996, 45. 244 p.
7. Kozin V.M., Zhestkaya V.D., Pogorelova A.V., Chizhiumov S.D., Lzhabrailov M.P., Morozov V.S., Kustov A.N. Applied problems of ice cover dynamics. *Moscow, Akademiya Estestvoznaniya*, 2008. 329 p. (In Russian).
8. Ivanov K.E. Load capacity of the ice cover and the construction of roads on the ice. *Leningrad, Glavsevmorput*, 1949. 182 p. (In Russian).
9. Nevel D.E. Moving loads on at floating ice sheet. Research report (Cold Regions Research and Engineering Laboratory (U.S)), 1968, 261. 13 p.
10. Zuev V.A., Lu Yang, Dvoychenko Yu.A., Sebin A.S. Approaches to estimating the ice cover crushing during load moving above it with a low speed. *Transportnye Sistemy*. 2020, 3 (17), 41–47 (In Russian).
11. Zhestkaya V.D. Numerical solution of the problem of the load movement on the ice cover. *Prikladnaya Mekhanika i Technicheskaya Fizika*. 1999, 40, 4, 243–248 (In Russian).
12. Kozin V.M., Pogorelova A.V. Effect of the viscosity properties of ICE on the deflection of an ICE sheet subjected to a moving load. *Journal of Applied Mechanics and Technical Physics*. 2009, 50, 3, 484–492.
13. Reddy J.N. Theory and analysis of elastic plates and shells. *CRC press*, 2006. 547 p.
14. Landau L.D., Lifshicz L.D. Theoretical physics. Volume VI. Hydrodynamics. *Moscow, Nauka*, 1986. 736 p. (In Russian).

15. Epstein L.A. Methods of the dimensions and similarity theory in problems of ship hydromechanics. *Leningrad, Sudostroeniye*, 1970. 208 p. (In Russian).
16. Kashtelyan V.I., Poznyak I.I., Ryvlin A.Y. Ice resistance to ship movement. *Leningrad, Sudostroeniye*, 1968. 238 p. (In Russian).
17. Gramuzov E.M., Dvoichenko Yu.A., Zuev V.A., Sebin A.S. Ice cover modeling in predicting the interaction of ships and offshore structures with ice. *Mechanics of Solids*. 2021, 56, 2, 179–188. doi: 10.3103/S0025654421020084
18. Ionov B.P., Gramuzov E.M. Ice propulsion of ships. 2nd edition. *St. Petersburg, Sudostroeniye*, 2013. 504 p. (In Russian).
19. Dvoichenko Yu.A., Zuev V.A., Sebin A.S. On application of composite ice model in ice sheet simulation. *Transactions of the Krylov State Research Center*. 2019, S2, 59–62. doi:10.24937/2542–2324–2019–2-S-I-59–62
20. Sebin A.S., Dvoichenko Y.A. The new areas of the ice cover modeling using the composite model ice “GP-ice”. *IOP Conference Series: Materials Science and Engineering*. 2021, 1079, 7, 072017.
21. Zuev V.A., Rabinovich M.E., Gramuzov E.M., Dvoichenko Yu.A. On modeling of the ship movement in level ice field. *Teoriya i Prochnost' Ledokol'nogo Korablya: mezhvuz. sb. Gorky*, 1978, 22–25 (In Russian).
22. Zuev V.A. Means of prolonging navigation on inland waterways. *Leningrad, Sudostroeniye*, 1986. 207 p. (In Russian).
23. Zuev V.A., Gramuzov E.M., Dvoichenko Y.A., Sebin A.S. The experimental and theoretical investigations of the “GP-ice” Use in Ships Model Tests. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. 2020, 459, 4, 042071.
24. Davydov V.V., Mattes N.V., Sivercev I.N. Study guide on the strength of inland navigation vessels. *Moscow, Rechnoj Transport*, 1958. 755 p. (In Russian).
25. Papkovich P.F. Works on the construction mechanics of the ship. In 4 volumes. Vol. 3. Complex bending of rods and plates. *Leningrad, Sudpromgiz*, 1962. 527 p. (In Russian).

УДК 519.63; 532.5

© К. С. Плыгунова^{1*}, А. С. Козелков^{1,2}, Д. Ю. Стрелец³, Д. А. Уткин¹, В. В. Курулин¹, 2022

¹Российский Федеральный Ядерный Центр — Всероссийский научно-исследовательский институт экспериментальной физики, 607188, пр. Мира, д. 37, г. Саров, Нижегородская обл., Россия

²Нижегородский государственный технический университет им. Р.Е. Алексеева, 603950, ул. Минина, д. 24, г. Нижний Новгород, Россия

³Московский авиационный институт, 125993, Волоколамское ш., д. 4, г. Москва, Россия

*E-mail: xenia28_94@mail.ru

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ЧИСЛЕННОГО МЕТОДА И СЕТОЧНЫХ ПАРАМЕТРОВ НА ТОЧНОСТЬ МОДЕЛИРОВАНИЯ СВОБОДНЫХ КОЛЕБАНИЙ ЦИЛИНДРА НА ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Статья поступила в редакцию 08.04.2021, после доработки 01.12.2021, принята в печать 20.12.2021

Аннотация

Статья посвящена исследованию влияния численного метода и сеточных параметров на точность моделирования свободных колебаний цилиндра на водной поверхности. Представлено описание используемого численного метода моделирования плавания тел, основанного на численном решении уравнений Навье-Стокса. Для численной дискретизации используется конечно-объемный метод, позволяющий проводить расчеты на неструктурированной сетке. Моделирование свободной поверхности проводится по методу VOF (Volume Of Fluid). Учет движения твердого тела осуществляется путем деформации расчетной сетки с сохранением ее топологии. Для решения уравнения движения и неразрывности используется метод SIMPLE. Учет сил поверхностного натяжения осуществляется с помощью модели CSF (Continuum Surface Force). Описанный численный метод применяется для решения задачи о затухающих свободных колебаниях цилиндра на водной поверхности. Рассматриваются вопросы влияния на решение сеточного разрешения, величины шага по времени, порядка аппроксимации по времени и по пространству, а также вопросы, касающиеся метода сглаживания гидродинамических сил, действующих на тело, которые зачастую используются для решения практических задач. Анализ полученных результатов показывает, что применение схем повышенного порядка для дискретизации по пространству и времени позволяет повысить точность решения. При высоком сеточном разрешении и малом шаге по времени коэффициент релаксации силы, действующей на тело, не оказывает сильного влияния на получаемый результат.

Ключевые слова: вычислительная гидродинамика, volume of fluid, плавание тел, свободная поверхность, уравнения Навье-Стокса

© К. С. Plygunova^{1*}, A. S. Kozelkov^{1,2}, D. Y. Strelets³, D. A. Utkin¹, V. V. Kurulin¹, 2022

¹Russian Federal Nuclear Center — The All-Russian Research Institute of Experimental Physics, 607188, pr. Mira, 37, Sarov, Nizhny Novgorod Region, Russia

²Nizhny Novgorod State Technical University n.a. R.E. Alekseev, 603950, Minin Str., 24, Nizhny Novgorod, Russia

³Moscow Aviation Institute, 125993, Volokolamskoe Shosse, 4, Moscow, Russia

*E-mail: xenia28_94@mail.ru

THE INFLUENCE OF NUMERICAL METHOD AND GRID PARAMETERS ON THE SIMULATION ACCURACY OF DAMPED OSCILLATIONS OF FREE FLOATING CYLINDER

Received 08.04.2021, Revised 01.12.2021, Accepted 20.12.2021

Abstract

The paper concentrates on the influence of grid parameters, the time step size, and the order of temporal and spatial approximation on the solution accuracy of the floating body problem. Damped free oscillations of the cylinder on the water surface is under consideration. The numerical simulation method of the floating bodies is based on the solution of a system of Navier-Stokes

Ссылка для цитирования: Плыгунова К.С., Козелков А.С., Стрелец Д.Ю., Уткин Д.А., Курулин В.В. Исследование влияния численного метода и сеточных параметров на точность моделирования свободных колебаний цилиндра на водной поверхности // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 2. С. 33–46. doi:10.48612/fpg/kx4r-pr4d-fba8

For citation: Plygunova K.S., Kozelkov A.S., Strelets D.Y., Utkin D.A., Kurulin V.V. The Influence of Numerical Method and Grid Parameters on the Simulation Accuracy of Damped Oscillations of Free Floating Cylinder. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 2, 33–46. doi:10.48612/fpg/kx4r-pr4d-fba8

equations together with a VOF (Volume Of Fluid) method. The Navier-Stokes equations are discretized using finite volume method (FVM), and solved by SIMPLE method. The motion of the body is ensured by the deformation of the computational grid. A CSF (Continuum Surface Force) model is used to account for the surface tension forces. The method is implemented in LOGOS software package. The research has shown that implementation of the second-order scheme for temporal and spatial discretization leads to a more accurate result. The relaxation factor of body surface force has no effects on the solution accuracy.

Keywords: CFD, volume of fluid, floating body, free surface flows, Navier–Stokes equations

1. Введение

В задачах вычислительной гидродинамики большой интерес представляет процесс плавания тел, который встречается во многих отраслях науки и техники. Влияние волновых нагрузок на гидротехнические сооружения, в том числе на плавучие платформы для добычи нефти и газа [1] и волновые электростанции [2], расчет качки судов на встречном волнении [3, 4], проектирование оптимальной формы обвода судна для обеспечения мореходности [5, 6], воздействие штормовых волн на корпус судна [7], моделирование приводнения пассажирского самолета [8] — все эти задачи промышленности, так или иначе, связаны с процессом плавания. Их главные особенности — это наличие свободной поверхности и твердых подвижных тел.

Основными используемыми подходами для моделирования течений со свободной поверхностью являются: метод маркеров в ячейках (marker-and-cell method) [9], метод движения границы раздела (the front-tracking method) [10], метод функций уровня (levelset method) [11], метод фазовых полей (phase-field methods) [12], метод VOF (volume of fluid) [13]. Последний, метод VOF, нашел широкое применение в связи с тем, что он хорошо обобщается на случай неструктурированных сеток и произвольного количества фаз [14].

Учет подвижных тел можно осуществлять различными методами. Распространенным является метод деформации сетки с сохранением ее топологии, в котором расчетная сетка двигается и деформируется в соответствии с движением границ тела [15, 16]. Вычисление сглаженного перемещения узлов осуществляется методом интерполяции, например, IDW [17]. Метод подходит для задач с небольшими перемещениями тела, в случае значительных перемещений он приводит к излишней деформации сетки, деградации ее качества и, как итог, к нарушению сходимости численного метода. Вторым популярным методом является метод перекрывающихся сеток [18, 19], который подразумевает наличие нескольких топологически несвязанных сеток и обеспечивает их взаимодействие как единого целого, позволяя получать хорошие результаты при соблюдении ряда требований к разрешению сеток в области перекрытия [20, 21]. Недостатком метода является необходимость использования интерполяции величин на границе перекрытия сеток, что приводит к возможному нарушению консервативности и потери точности решения. Существуют и другие методы учета перемещений тела, например, метод погруженных границ [22, 23], метод перестроения сетки с изменением топологии [24], которые менее распространены при моделировании плавания тел, вследствие наличия тех или иных недостатков.

Численному моделированию плавания тел посвящено большое количество работ. Наиболее часто встречающийся способ отслеживания границы раздела фаз — VOF метод и его различные модификации. Он используется в [25], где моделируется плавание цилиндра на регулярных волнах с помощью перекрывающихся сеток и деформирующихся сеток, результаты сравниваются между собой, а также с экспериментальными данными [26]. Второй метод учета движения цилиндра оказался более эффективным, поскольку потребовал меньше времени расчета при одинаковых вычислительных затратах и схожих численных результатах. В [27] изучается движение Т-образного контейнера под действием различных волновых нагрузок. Численно эксперимент воспроизводится при помощи VOF-подобного метода THINC/WLIC для отслеживания межфазной границы и разновидности метода частиц, разработанного авторами, для учета движения тела. Полученные в работе результаты, в целом, хорошо согласуются с экспериментальными данными, однако, методика учета движения тела не получила широкого распространения. Существует ряд работ, в которых успешно используется метод сглаженных частиц — бессеточный метод, в котором среда заменяется набором точечных частиц, переносящих её свойства. Так, в [28] численно исследуется плавание контейнера, который удерживается якорной системой. В работе [7] проводится натурный и численный эксперимент по изучению поведения упрощенной модели рыбацкого судна на регулярных волнах большой амплитуды. Но следует заметить, что применение данного метода при решении крупномасштабных задач может привести к огромным вычислительным затратам.

За последнее время появилось много работ, в которых рассматриваются модели реальных морских судов. Одна из самых распространенных — международная тестовая модель контейнеровоза KCS (KRISO container ship), которую разработал Южно-Корейский научно-исследовательский институт кораблестро-

ения и океанической инженерии (Korea Research Institute of Ships and Ocean Engineering, KRISO). Изучению её гидродинамических характеристик посвящены работы [4], [28]. В [29] моделируются самоходные испытания контейнеровоза KCS с помощью метода функций уровня и технологии сеток с перекрытиями. В [4] определяются буксировочное сопротивление и сопротивление судна на встречном волнении, кривые действия гребного винта, а также численно моделируются самоходные испытания. Для отслеживания границы раздела фаз в этой работе использовался VOF метод, для учета движения контейнеровоза — метод деформации сетки и метод перекрывающихся сеток.

Обзор работ показывает, что для моделирования плавания тел наиболее популярной является связка метода VOF для отслеживания свободной поверхности и метода деформации сетки для учета движения тел. Ключевым вопросом для этой связки является влияние параметров численного метода и сеточных параметров на точность моделирования процесса плавания тел. Обычно приводятся лишь итоговые решения, либо решения на сетках разной размерности, опуская вопросы выбора шага по времени, порядка схем дискретизации, сглаживания и другие. Поскольку рассматриваемая задача является нелинейной, а процессы гидродинамики и движения тела расщеплены по времени, перечисленные параметры могут серьезно влиять на итоговый результат. Данная статья является попыткой восполнить описанный пробел. В ней рассматривается метод VOF совместно с методом деформации сетки и исследуется влияние численного метода и сеточных параметров на точность моделирования плавания тел.

В качестве базовой рассматривается задача о затухающих свободных колебаниях цилиндра на водной поверхности. Данная задача имеет простую конфигурацию, но при этом воспроизводит сложный для моделирования процесс нестационарного движения с значительным влиянием сил поверхностного натяжения, и имеет надежные аналитические и экспериментальные данные [30, 31]. Рассматриваются вопросы влияния на решение сеточного разрешения, величины шага по времени, порядка аппроксимации по времени и по пространству, а также вопросы, касающиеся метода сглаживания гидродинамических сил, действующих на тело, которые зачастую используются для решения практических задач. Исследование выполнено на базе российского CAE-решения ЛОГОС [32–34].

2. Методы и подходы

Используемая математическая модель для моделирования плавания тел основана на трехмерных уравнениях Навье-Стокса и методе VOF для отслеживания свободной поверхности. Предполагается, что течение изотермическое, а поле скорости общее для всех фаз. Учитывая данные допущения, получим систему уравнений, состоящую из уравнения сохранения массы, уравнения сохранения импульса и уравнения переноса объёмной доли, которая в декартовых координатах имеет вид [13]:

$$\begin{cases} \frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i}(\rho u_i) = 0, \\ \frac{\partial \rho u_i}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i}(\rho u_i u_j) = -\frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} \tau_{ij} + \rho g_i, \\ \frac{\partial \rho_\xi \alpha_\xi}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i}(u_i \rho_\xi \alpha_\xi) = 0 \end{cases} \quad (1)$$

где t — время, $u_i = \{u_1, u_2, u_3\} = \{u, v, w\}$ — скорость, x_i — компонент пространственного вектора, τ_{ij} — тензор вязких напряжений, g_i — вектор ускорения свободного падения, ξ — индекс, указывающий на принадлежность к отдельной фазе, α_ξ — объёмная доля ξ -й фазы, ρ — результирующая плотность, представляющая собой усреднённое значение плотности по всем фазам:

$$\rho = \sum_{\xi=1}^N \rho_\xi \alpha_\xi, \quad (2)$$

где N — количество фаз.

Тензор вязких напряжений принимает вид [34]:

$$\tau_{ij} = \mu \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} + \frac{2}{3} \frac{\partial u_k}{\partial x_k} \delta_{ij} \right), \quad (3)$$

где μ — результирующая динамическая вязкость, δ_{ij} — символ Кронекера.

Для учёта подвижных тел используется метод деформации расчётной сетки без изменения её топологии. Учёт движения сетки в системе (1) осуществляется путём перехода в уравнениях переноса объёмной доли фаз и импульса к подвижной системе координат по известному закону [35]:

$$\frac{d^* \varphi}{dt} = \frac{\partial \varphi}{\partial t} + v_i \frac{\partial \varphi}{\partial x_i}, \quad (4)$$

где $\frac{d^* \varphi}{dt}$ — субстанциональная производная переносимого скаляра φ относительно подвижной системы координат, v_i — вектор скорости перемещения сетки. С использованием (4) уравнение переноса объёмной доли можно записать следующим образом:

$$\frac{d^* \alpha_\xi}{dt} + (u_i - v_i) \frac{\partial \alpha_\xi}{\partial x_i} + \alpha_\xi \frac{\partial u_i}{\partial x_i} = - \frac{\alpha_\xi}{\rho_\xi} \left[\frac{d^* \rho_\xi}{dt} + (u_i - v_i) \frac{\partial \rho_\xi}{\partial x_i} \right]. \quad (5)$$

Здесь $\frac{d^* \alpha_\xi}{dt}$ — субстанциональная производная на движущейся сетке.

Уравнение сохранения импульса также формулируется относительно подвижной системы координат с учётом (4):

$$\rho \frac{d^* u_i}{dt} + \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho u_i (u_j - v_j)) - u_i \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho (u_j - v_j)) = - \frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} + \rho g_i. \quad (6)$$

Уравнение сохранения массы записывается относительно скорости в подвижной системе координат:

$$\frac{\partial (u_i - v_i)}{\partial x_i} = - \sum_\xi \frac{\alpha_\xi}{\rho_\xi} \left[\frac{d^* \rho_\xi}{dt} + (u_i - v_i) \frac{\partial \rho_\xi}{\partial x_i} \right]. \quad (7)$$

Таким образом, конечная система уравнений (1) принимает следующий вид:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial (u_i - v_i)}{\partial x_i} = - \sum_\xi \frac{\alpha_\xi}{\rho_\xi} \left[\frac{d^* \rho_\xi}{dt} + (u_i - v_i) \frac{\partial \rho_\xi}{\partial x_i} \right] \\ \rho \frac{d^* u_i}{dt} + \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho u_i (u_j - v_j)) - u_i \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho (u_j - v_j)) = - \frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} + \rho g_i \\ \frac{d^* \alpha_\xi}{dt} + (u_i - v_i) \frac{\partial \alpha_\xi}{\partial x_i} + \alpha_\xi \frac{\partial u_i}{\partial x_i} = - \frac{\alpha_\xi}{\rho_\xi} \left[\frac{d^* \rho_\xi}{dt} + (u_i - v_i) \frac{\partial \rho_\xi}{\partial x_i} \right] \end{array} \right. \quad (8)$$

В таком виде уравнения системы (8) реализуются в рамках конечно-объёмной технологии дискретизации [36–38]. Вычисление перемещения узлов осуществляется методом IDW [16].

Дискретизация уравнений системы (8) осуществляется на основе метода конечных объёмов с учётом неструктурированности расчётной сетки. Решение системы уравнений (8) основано на алгоритме типа SIMPLE [32, 37–40]: нахождение полей скорости и давления по схеме предиктор-корректор с формировкой систем линейных алгебраических уравнений (СЛАУ). Учет силы тяжести производится с использованием алгоритма, основанного на поправке объёмных сил [40], который обеспечивает отсутствие осцилляций, связанных с неколокированным размещением неизвестных величин, на сетках любого типа.

Описанная выше методика, реализована в ЛОГОС [32, 36] — российском САЕ-решении, предназначенном для моделирования сопряженных трехмерных задач конвективного теплопереноса, аэродинамики, гидродинамики и прочности на высокопараллельных ЭВМ. Пакет программ ЛОГОС успешно прошел верификацию и показал достаточно хорошие результаты на серии различных гидродинамических задач [33, 40], включая распространение гравитационных волн на свободной поверхности (цунами) [34, 41], и промышленных задач [36, 42]. Ускорение вычислений для проведения расчетов на высокопроизводительных супер-ЭВМ осуществляется многосеточным методом [36].

3. Численный эксперимент

Рассматривается задача о свободном движении цилиндра на поверхности воды. Расчетная область состоит из бассейна длиной $130d$ и высотой $16d$, заполненного водой на $8,17d$, и цилиндра диаметром

$d = 0,1524$, плотность которого равна половине плотности воды. В начальный момент времени цилиндр погружен в воду на $0,16d$ выше своей оси (рис. 1), затем под действием силы Архимеда он начинает совершать свободные затухающие колебания на водной поверхности. Для данной задачи имеется аналитическое решение [30] и экспериментальные данные [31] по перемещению центра масс цилиндра от времени.

Затухание движения обусловлено вязкостью и эффектом поверхностного натяжения. Роль поверхностного натяжения можно оценить посредством соотношения между вязким трением и поверхностным натяжением через число капиллярности Ca :

$$Ca = \mu u / \sigma,$$

где $\sigma = 0,073$ Н/м — коэффициент поверхностного натяжения μ — молекулярная вязкость, $u \approx 0,2$ м/с — характерная скорость движения жидкости. В задаче влияние поверхностного натяжения значительное ($Ca \approx 0,003$). Для его учета использовалась модель CSF (Continuum Surface Force) [43].

В расчете использовались следующие параметры веществ: молекулярная вязкость воздуха $\mu_{\text{возд}} = 1,85 \times 10^{-5}$ кг/(м·с), плотность воздуха $\rho_{\text{возд}} = 1,205$ кг/м³, молекулярная вязкость воды $\mu_{\text{в}} = 0,001$ кг/(м·с), плотность воды $\rho_{\text{в}} = 1000$ кг/м³. Течение принимается ламинарным.

В качестве граничных условий на стенки и дно бассейна, а также на стенки цилиндра накладывалось граничное условие непротекания, на границе сверху фиксировалось нулевое статическое давление. Использовалась преимущественно шестигранная расчетная сетка с призматическими слоями у поверхности цилиндра, со сгущением в области расположения цилиндра и на границе раздела фаз (рис. 2). Базовый размер ячейки и измельчение в призматических слоях варьировалось для оценки сеточной сходимости.

В процессе расчета в соответствии с перемещением цилиндра происходила деформация расчетной сетки, пример таких деформаций представлен на рис. 3.

На рис. 4 показана трехмерная картина распространения волн от цилиндра на различные моменты времени.

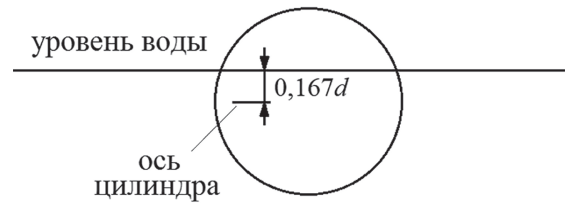


Рис. 1. Начальное положение цилиндра

Fig. 1. Initial position of the cylinder

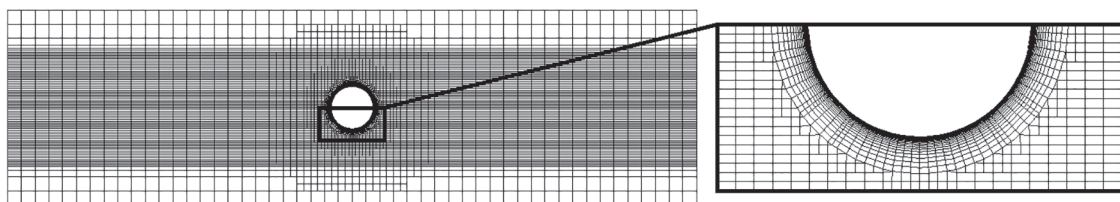


Рис. 2. Расчетная сетка и ее фрагмент в области цилиндра

Fig. 2. The computational grid and its portion in the area of the cylinder

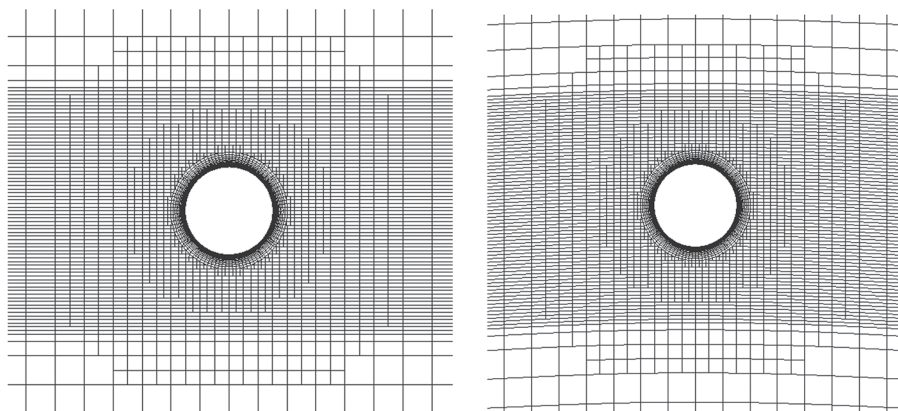


Рис. 3. Фрагмент расчетной сетки на начало расчета и на момент времени максимального сдвига цилиндра

Fig. 3. The computational grid at initial time and at a point in time of the cylinder's peak displacement

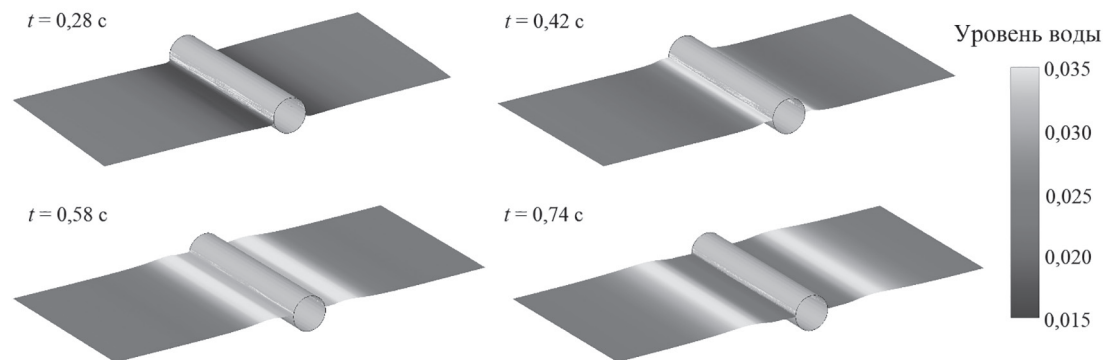


Рис. 4. Распространение волн от цилиндра

Fig. 4. Wave propagation from the cylinder

Шаг по времени и схема дискретизации по времени варьировались для исследования влияния на результат. В уравнении объемной доли для дискретизации конвективных слагаемых использовалась схема HRIC, в уравнении движения — противопоточная схема первого порядка, за исключением расчетных случаев, где схема дискретизации изменялась. Далее представлены исследования влияния различных параметров на точность решения задачи.

4. Результаты и обсуждение

4.1. Влияние сеточного разрешения и схемы дискретизации конвективного слагаемого

Для исследования влияния сеточного разрешения на точность результата расчет проводится на четырех сетках, отличающихся базовым размером ячейки и толщиной призматического слоя. Их параметры приведены в табл. 1.

Шаг по времени составлял $\Delta t^* = 1 \cdot 10^{-4} \cdot \sqrt{g/r}$. Данное значение было выбрано по результатам предварительных расчетов и является достаточно малым, чтобы не оказывать влияния на результат. Схемы дискретизации конвективного слагаемого — противопоточная схема первого порядка UD (Upwind Differences) и противопоточная схема второго порядка с линейной интерполяцией LUD (Linear Upwind Differences).

В качестве сравнительной характеристики рассматривается перемещение центра масс во времени. Используются нормированные координаты $y^* = y/y_0$ и время $t^* = t\sqrt{g/r}$, где y_0 — начальная координата центра масс цилиндра, g — ускорение свободного падения, r — радиус цилиндра. Результаты расчета на четырех различных сетках показаны на рис. 5.

Как видно из рис. 3, для первых трех колебаний ($t^* < 22$) все четыре расчетные зависимости хорошо описывают характер движения цилиндра. У всех сеток до $t^* = 22$ положения максимумов и минимумов нормированной координаты центра масс тела совпадают с экспериментальными. После момента времени $t^* = 22$ результаты для сеток G2–G4 качественно повторяют эксперимент, для сетки G1 результат отклоняется от экспериментальной кривой вследствие недостаточного разрешения на границе раздела фаз.

Таблица 1

Table 1

Параметры расчетных сеток
Parameters of computational grids

Сетка	Базовый размер ячейки, м	Толщина призматического слоя, м
G1	0,1125	0,05625
G2	0,075	0,0375
G3	0,05	0,025
G4	0,033	0,01665

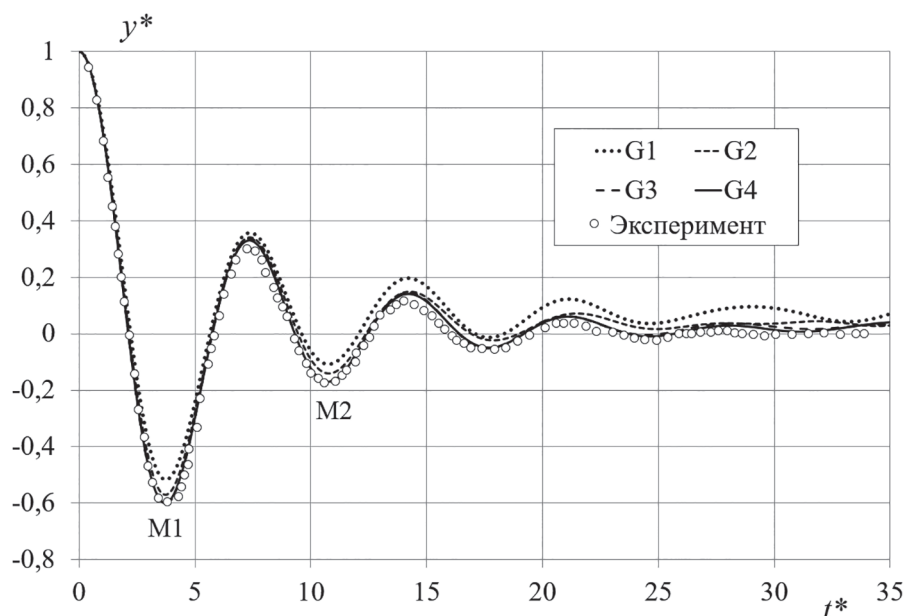


Рис. 5. График зависимости координаты цилиндра от времени для G1–G4 и схемы UD

Fig. 5. Coordinates of the cylinder plotted against the time for G1–G4 and UD scheme

В качестве количественной меры были выбраны значения двух экстремумов временной зависимости перемещения центра масс тела, которые соответствуют всплытию цилиндра — M1, M2. Такой выбор обусловлен тем, что при начальном всплытии тела сила Архимеда преобладает над силами поверхностного натяжения, однако при последующем погружении цилиндра и далее влияние эффекта поверхностного натяжения возрастает, поэтому экстремумы, соответствующие погружению, не рассматриваются.

Отклонения значений экстремумов, полученных в расчетах со схемой UD и LUD на различных сетках, от экспериментального значения приведены в табл. 2.

Максимальные отклонения результатов расчета от эксперимента наблюдаются для экстремума M2 и составляют для сеток G1 и G2 со схемой UD около 40 % и 20 % соответственно, со схемой LUD — около 35 % и 20 % соответственно. Сетки G3 и G4 имеют достаточное разрешение для качественного результата, отклонение значений экстремумов не превышает 4 % в случае применения схемы UD и 3 % в случае применения схемы LUD.

На рис. 6 и 7 приведены зависимости отклонений значений экстремумов M1 и M2 на сетках G1–G4 для схем UD и LUD от удельного размера ячейки расчетной сетки.

При последовательном измельчении расчётной сетки достигается предельное численное решение, которое перестаёт зависеть от используемой схемы дискретизации. Из рис. 6–7 видно, что схема LUD быстрее стремится к этому значению, чем схема UD. Таким образом, использование схемы второго порядка точности (LUD) для дискретизации конвективных слагаемых для скорости позволяет увеличить точность получаемого решения.

Из рис. 6–7 также видно, что сеточная сходимость достигается на G4, и дальнейшего измельчения расчетной сетки не требуется. Дальнейшие исследования проводятся на сетке G4.

Таблица 2

Table 2

Отклонения значений экстремумов, полученных на сетках G1–G4, от эксперимента

Deviations in the values of extreme points M1 and M2 for G1–G4 from experimental data

Экстремум	Отклонение от эксперимента, %							
	G1		G2		G3		G4	
	UD	LUD	UD	LUD	UD	LUD	UD	LUD
M1	13,4	11,4	4,4	3,1	–1,3	–2,8	–0,5	–1,0
M2	38,6	33,4	20,2	19,2	3,6	1,1	3,2	1,6

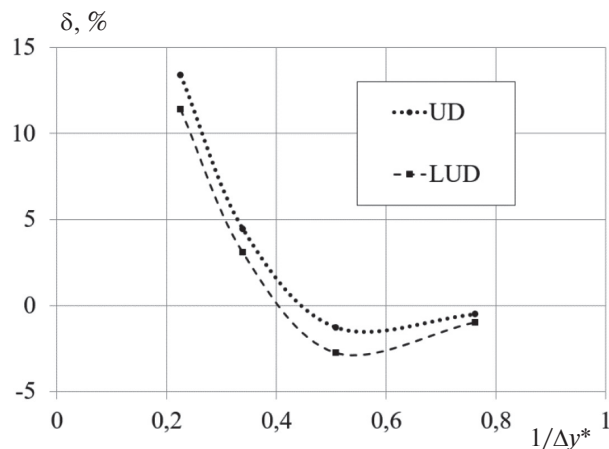


Рис. 6. Зависимости отклонений значений экстремума M1 на сетках G1-G4 для схем UD и LUD

Fig. 6. Deviations in the values of extreme point M1 as a function of a specific size of a computational cell

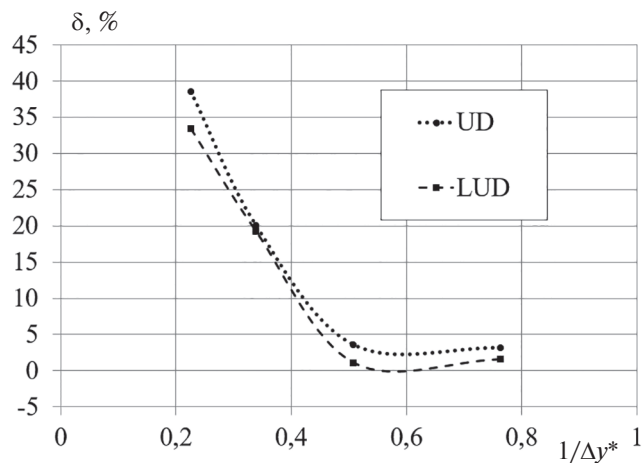


Рис. 7. Зависимости отклонений значений экстремума M2 на сетках G1-G4 для схем UD и LUD

Fig. 7. Deviations in the values of extreme point M2 as a function of a specific size of a computational cell

4.2. Влияние величины шага по времени и схемы дискретизации по времени

Рассматриваемая задача является нелинейной и нестационарной, при этом численный метод использует расщепление процессов по времени для движения среды жидкость-газ и для движения твердого тела. В таких условиях велико влияние на результат величины временного шага и схемы дискретизации по времени. Для исследования рассмотрим шесть различных значения временных шагов (табл. 3).

В табл. 3 представлена величина шага по времени, реализующееся в расчете максимальное значение числа Куранта, а также отношение величины шага по времени к периоду колебания цилиндра, который равен $T^* \approx 7,3$.

На рис. 8 представлены зависимости положения центра тяжести цилиндра от времени для расчетов с различными временными шагами и схемой дискретизации по времени второго порядка.

Из рис. 8 видно, что зависимости, полученные в расчетах с временными шагами Δt_3^* , Δt_4^* , Δt_5^* и Δt_6^* , сливаются в одну линию. С ростом временного шага наблюдается характерный сдвиг положений максимумов и минимумов расчетной зависимости по времени. Кроме того, при увеличении шага амплитуда колебаний начинает значительно отличаться от экспериментального значения, что особенно выражено у экстремумов, которые соответствуют погружению тела. Это связано с тем, что модель CSF для учета поверхностного натяжения чувствительна к величине шага по времени. Слишком большой временной шаг не разрешает распространение капиллярной волны, и модель становится нестабильной.

Отклонение значений экстремумов, полученных в расчетах с различными временными шагами и порядком по времени, от экспериментального значения приведено в табл. 4.

Таблица 3

Table 3

Рассматриваемые временные шаги
Time steps under consideration

Обозначение	Величина шага по времени	Максимальное число Куранта max CFL	$\frac{\Delta t^*}{T^*}$
Δt_1^*	0,113	102,8	0,01554
Δt_2^*	0,057	10,3	0,00777
Δt_3^*	0,011	8,9	0,00155
Δt_4^*	0,003	0,09	0,00039
Δt_5^*	0,002	0,05	0,00022
Δt_6^*	0,001	0,03	0,00016

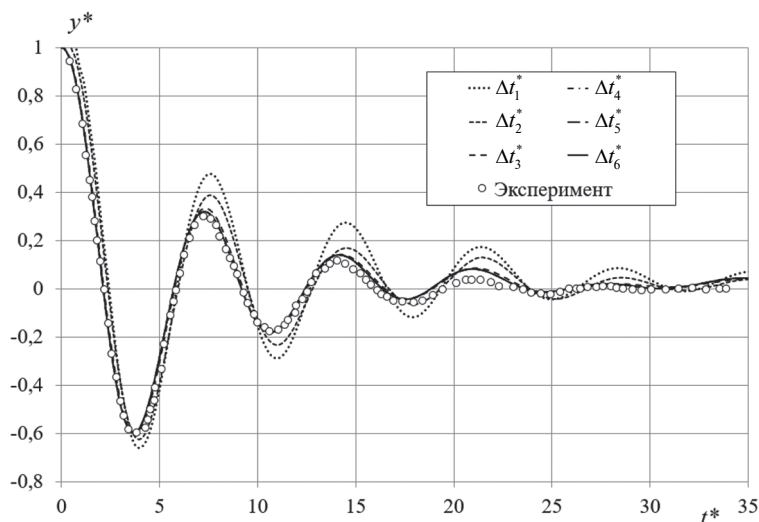


Рис. 8. Сравнение перемещения центра масс цилиндра при различных временных шагах

Fig. 8. Displacement of the cylinder centroid at different time steps

Таблица 4

Table 4

Отклонение значений экстремумов, в расчетах с различными временными шагами
и порядком по времени, от эксперимента

Deviations in the values of extreme points M1 and M2 for different time steps
and time order from experimental data

Экстремум	Отклонение от эксперимента, %											
	Δt_1^*		Δt_2^*		Δt_3^*		Δt_4^*		Δt_5^*		Δt_6^*	
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
M1	-4,4	-10,5	-4,5	-4,6	1,0	-0,4	0,2	-0,1	-1,6	-1,6	-1,6	-1,7
M2	-9,2	-64,1	-6,5	-32,5	0,2	-3,3	-0,3	-2,9	-3,8	-3,6	-4,5	-3,6

Для временных шагов Δt_1^* и Δt_2^* и второго порядка по времени отклонения от эксперимента для экстремума M2 составляют около 65 % и 35 % соответственно, в расчете с первым порядком — около 10 % и 10 % соответственно.

На рис. 9 и 10 приведены зависимости отклонений значений экстремумов M1 и M2 для схем первого и второго порядка по времени от удельного временного шага.

Из рис. 9 и 10 видно, что при достаточно малом временном шаге достигается предельное численное решение, которое перестает зависеть от используемого порядка схемы дискретизации по времени. При больших временных шагах использование первого порядка по времени приводит к меньшему отклонению от эксперимента. Однако, при уменьшении шага по времени, начиная с Δt_3^* , схема дискретизации второго порядка начинает быстрее стремиться к независимому значению. Таким образом, использование схемы дискретизации по времени второго порядка позволяет повысить точность получаемого решения, при условии достаточно малого шага по времени.

4.3. Влияние коэффициента релаксации силы

Для исследования влияния коэффициента релаксации силы проводились расчеты с тремя различными значениями коэффициента: $r_1 = 0,5$, $r_2 = 0,75$, $r_3 = 1$. На рис. 11 представлены зависимости положения центра тяжести цилиндра от времени для расчетов с рассматриваемыми коэффициентами релаксации и шагом по времени Δt_5^* .

Из рис. 11 видно, что все три расчетные зависимости сливаются в одну линию.

Отклонение значений экстремумов, полученных в расчетах с коэффициентами релаксации r_1 , r_2 и r_3 , от экспериментального значения приведено в табл. 5.

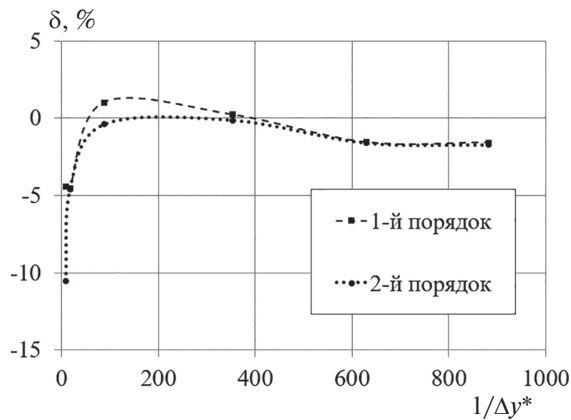


Рис. 9. Зависимости отклонений значений экстремума M1 от удельного временного шага для первого и второго порядка по времени

Fig. 9. Displacements of M1 extremum value as a function of a specific time step

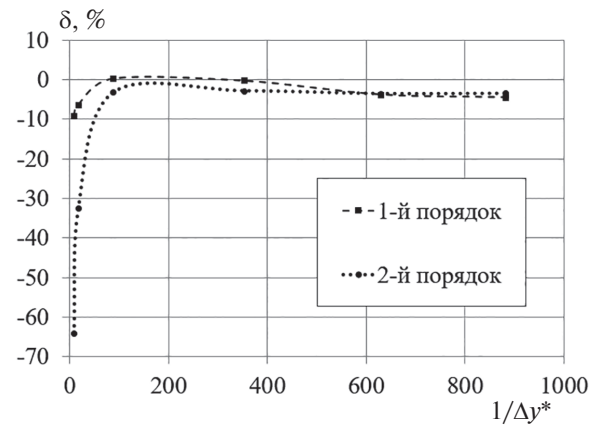


Рис. 10. Зависимости отклонений значений экстремума M2 от удельного временного шага для первого и второго порядка по времени

Fig. 10. Displacements of M2 extremum value as a function of a specific time step

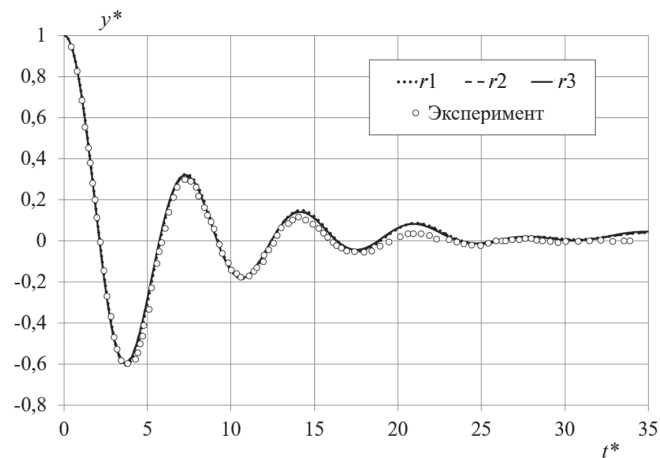


Рис. 11. Сравнение перемещения центра масс цилиндра с различными коэффициентами релаксации

Fig. 11. Displacement of the cylinder centroid with different relaxation factors

Таблица 5

Table 5

Отклонение значений экстремумов, в расчетах с различными коэффициентами релаксации, от эксперимента

Deviations in the values of extreme points M1 and M2 for different relaxation factors from experimental data

Экстремум	Отклонение от эксперимента, %		
	$r1$	$r2$	$r3$
M1	-1,3	1,1	-0,1
M2	-4,6	-1,0	-2,9

Из табл. 5 видно, что при всех трех коэффициентах порядок отклонения одинаков, то есть коэффициент релаксации силы не сильно влияет на получаемое решение. Максимальное отклонение от эксперимента наблюдается для экстремума M2 в расчете с коэффициентом релаксации $r1$, оно не превышает 5 %.

Таким образом, при достаточно высоком сеточном разрешении и малом шаге по времени коэффициент релаксации сил не оказывает значительное влияние на получаемый результат.

5. Заключение

В настоящей работе представлена методика моделирования задач плавания тел, основанная на методе VOF совместно с техникой деформации сетки. Методика реализована на базе пакета программ ЛОГОС. Рассматривалась задача о затухающих свободных колебаниях цилиндра на водной поверхности.

Изучены вопросы влияния сеточного разрешения на точность результата, величины временного шага, порядка аппроксимации по времени и по пространству, метода сглаживания гидродинамических сил, которые действуют на тело.

Максимальное отклонение решения от референсных данных наблюдается при наибольшем базовом размере ячейки расчетной сетки. С уменьшением базового размера ячейки, получаемые на соответствующих сетках расчетные зависимости практически перестают отличаться между собой. Исследование показало, что использование схемы второго порядка дискретизации конвективных слагаемых для скорости позволяет увеличить точность получаемого решения.

Сравнение результатов расчетов с различными временными шагами показало, что при большом шаге схема дискретизации по времени первого порядка дает меньшее отклонение от референсных данных, однако при уменьшении шага по времени до определенного достаточно малого значения использование схемы второго порядка позволяет получить более точный результат.

При высоком сеточном разрешении и малом шаге по времени коэффициент релаксации силы, действующей на тело, не оказывает сильного влияния на получаемый результат.

6. Финансирование

Результаты получены при финансовой поддержке национального проекта «Наука и университеты» в рамках программы Минобрнауки РФ по созданию молодёжных лабораторий № FSWE-2021–0009 (научная тема: «Разработка численных методов, моделей и алгоритмов для описания гидродинамических характеристик жидкостей и газов в естественных природных условиях, и условиях функционирования промышленных объектов в штатных и критических условиях на суперкомпьютерах петафлопсного класса»), а также при финансовой поддержке гранта Президента Российской Федерации по государственной поддержке ведущих научных школ НШ-70.2022.1.5.

Литература

1. *Rajesh Kannah T., Natarajan R.* Experimental study on the hydrodynamics of a floating, production, storage and offloading system // *Journal of Waterway, Port, Coastal, Ocean Engineering*. 2006. Vol. 132. P. 66–70. doi:10.1061/(ASCE)0733–950X(2006)132:1(66)
2. *Cruz J.* Ocean Wave Energy. Springer Series in Green Energy and Technology, UK, 2008.
3. *Холодили А.Н., Шмырев А.Н.* Мореходность и стабилизация судов на волнении. Л.: Судостроение, 1976. 328 с.
4. *Таранов А.Е.* Определение локальных и интегральных гидродинамических характеристик контейнеровоза в цифровом бассейне // *Труды Крыловского государственного научного центра*. 2019. Т. 3, № 389. С. 73–82. doi:10.24937/2542-2324-2019-3-389-73-82
5. *Турбал В.К., Шпаков В.С., Штумпф В.М.* Проектирование обводов и движителей морских транспортных судов. Л.: Судостроение, 1983. 304 с.
6. *Храмушин В.Н.* Поисковые исследования штормовой мореходности корабля. Владивосток: Дальнаука, 2003. 172 с.
7. *Kawamura K., Hashimoto H., Matsuda A., Terada D.* SPH simulation of ship behavior in severe water-shipping situations // *Ocean Engineering*. 2016. Vol. 120. P. 220–229. doi:10.1016/j.oceaneng.2016.04.026
8. *Kozelkov A.S., Pogosyan M.A., Strelets D.Y., Tarasova N.V.* Application of mathematical modeling to solve the emergency water landing task in the interests of passenger aircraft certification // *Aerospace Systems*. 2021. Vol. 4. P. 75–89. doi:10.1007/s42401-020-00082-7
9. *Harlow F., Welch J., et al.* Numerical calculation of time-dependent viscous incompressible flow of fluid with free surface // *Physics of Fluids*. 1965. Vol. 8. P. 2182–2189. doi:10.1063/1.1761178
10. *Unverdi S., Tryggvason G.* A front-tracking method for viscous, incompressible, multi-fluid flows // *Journal of Computational Physics*. 1992. N 100. P. 25–37. doi:10.1016/0021-9991(92)90307-K
11. *Sussman M., Smereka P., Osher S.* A level set approach for computing solutions to incompressible two-phase flow // *Journal of Computational Physics*. 1994. Vol. 114. P. 146–159. doi:10.1006/jcph.1994.1155
12. *Anderson D., McFadden G., Wheeler A.* Diffuse-interface methods in fluid mechanics // *Annual Review of Fluid Mechanics*. 1998. N 30. P. 139–165. doi:10.1146/annurev.fluid.30.1.139

13. *Hirt C.W., Nichols B.D.* Volume of fluid (VOF) method for the dynamics of free boundaries // *Journal of Computational Physics*. 1981. Vol. 39. P. 201–225. doi:10.1016/0021-9991(81)90145-5
14. *Ubbink O.* Numerical prediction of two fluid systems with sharp interfaces: PhD thesis. Imperial College, University of London, 1997.
15. *Palm J., Eskilsson C., Moura Paredes G., Bergdahl L.* Coupled mooring analysis for floating wave energy converters using CFD: Formulation and validation // *International Journal of Marine Energy*. 2016. N 16. P. 83–99. doi:10.1016/J.IJOME.2016.05.003
16. *Yu Y.H., Li Y.* Reynolds-Averaged Navier-Stokes simulation of the heave performance of a two-body floating-point absorber wave energy system // *Computers & Fluids*. 2013. Vol. 73. P. 104–114. doi:10.1016/j.compfluid.2012.10.007
17. *Luke E., Collins E., Blades E.* A fast mesh deformation method using explicit interpolation // *Journal of Computational Physics*. 2012. N 231. P. 586–601. doi:10.1016/j.jcp.2011.09.021
18. *Benek J.A., Buning P.G., Steger J.L.* A 3-D Chimera Grid Embedding Technique // *American Institute of Aeronautics and Astronautics Paper*. 1985. N 85. P. 15–23.
19. *Benek J.A., Donegan T.L., Suhs N.E.* Extended Chimera grid embedding scheme with application to viscous flow // *American Institute of Aeronautics and Astronautics Paper*. 1987. N 87. P. 11–26.
20. *Chan W.M.* Overset grid technology development at NASA ames research center // *Computers & Fluids*. 2009. Vol. 3, N 38. P. 496–503. doi:10.1016/j.compfluid.2008.06.009
21. *Ma Z.H., Qian L., Martínez-Ferrer P.J.* et al. An overset mesh based multiphase flow solver for water entry problems // *Computers & Fluids*. 2018. N 172. P. 689–705.
22. *Mittal R., Iaccarino G.* Immersed boundary methods // *Annual Review of Fluid Mechanics*. 2005. Vol. 37. P. 239–261. doi:10.1146/annurev.fluid.37.061903.175743
23. *Pinelli A., Naqavi I.Z., Piomelli U., Favier J.* Immersed-boundary methods for general finite-difference and finite-volume Navier–Stokes solvers // *Journal of Computational Physics*. 2010. N 229. P. 9073–9091. doi:10.1016/j.jcp.2010.08.021
24. *Bihs H., Kamath A.* A combined level set/ghost cell immersed boundary representation for floating body simulations // *International Journal for Numerical Methods in Fluids*. 2017. Vol. 83, N 12. P. 905–916. doi:10.1002/flid.4333
25. *Chena H., Qiana L., Maa Z.* et al. Application of an overset mesh based numerical wave tank for modelling realistic free-surface hydrodynamic problems // *Ocean Engineering*. 2019. Vol. 176. P. 97–117. doi:10.1016/j.oceaneng.2019.02.001
26. *Kristiansen D.* Wave induced effects on floaters of aquaculture plants: PhD thesis. Norwegian University of Science and Technology, 2010.
27. *Zhao X., Hu C.* Numerical and experimental study on a 2-D floating body under extreme wave conditions // *Applied Ocean Research*. 2012. N 35. P. 1–13. doi:10.1016/j.apor.2012.01.001
28. *Domínguez J., Crespo A., Hall M.* et al. SPH simulation of floating structures with moorings // *Coastal Engineering*. 2019. N 153. P. 35–60. doi:10.1016/j.coastaleng.2019.103560
29. *Castro A.M., Carrica P.M., Stern F.* Full scale self-propulsion computations using discretized propeller for the KRISO container ship KCS // *Computers & Fluids*. 2011. N 51. P. 35–47. doi:10.1016/j.compfluid.2011.07.005
30. *Maskell S.J., Ursell F.* The transient motion of a floating body // *Journal of Fluid Mechanics*. 1970. Vol. 44. P. 303–313. doi:10.1017/S0022112070001842
31. *Soichi I.* Study of the transient heave oscillation of a floating cylinder. Massachusetts institute of technology, 1977.
32. *Lashkin S.V., Kozelkov A.S., Yalozo A.V., Gerasimov V.Y., Zelensky D.K.* Efficiency analysis of the parallel implementation of the SIMPLE algorithm on multiprocessor computers // *Journal of Applied Mechanics and Technical Physics*. 2017. Vol. 58, N 7. P. 1242–1259. doi:10.1134/S0021894417070069
33. *Kozelkov A.S., Krutyakova O.L., Kurulin V.V., Tyatyushkina E.S., Kurkin A.A.* Zonal RANS–LES approach based on an algebraic Reynolds stress model // *Fluid Dynamics*. 2015. Vol. 50, N 5. P. 621–628. doi:10.1134/S0015462815050038
34. *Kozelkov A.S., Kurkin A.A., Pelinovskii E.N., Kurulin V.V., Tyatyushkina E.S.* Modeling the disturbances in the lake Cherbarkul caused by the fall of the meteorite in 2013 // *Fluid Dynamics*. 2015. Vol. 50, N 6. P. 828–840. doi:10.1134/S0015462815060137
35. *Лойцянский Л.Г.* Механика жидкости и газа. М: Государственное издательство технико-теоретической литературы, 1950. 678 с.
36. *Козелков А.С., Курулин В.В., Лашкин С.В., Шагалиев Р.М., Ялозо А.В.* Исследование потенциала суперкомпьютеров для масштабируемого численного моделирования задач гидродинамики в промышленных приложениях // *Журнал вычислительной математики и математической физики*. 2016, Т. 56, № 8. С. 1524–1535. doi:10.7868/S004446691608010X
37. *Флетчер К.* Вычислительные методы в динамике жидкостей в двух томах. М: Мир, 1991. 1058 с.
38. *Jasak H.* Error analysis and estimation for the finite volume method with applications to fluid flows. Thesis submitted for the degree of doctor // *Department of Mechanical Engineering, Imperial College of Science*, 1996.

39. Ferziger J.H., Peric M. Computational methods for fluid dynamics. Berlin, Heidelberg: Springer, 2002. 423 p.
40. Ефремов В.Р., Козелков А.С., Корнев А.В., Куркин А.А., Курулин В.В., Стрелец Д.Ю., Тарасова Н.В. Метод учета сил гравитации при моделировании течений со свободной поверхностью // Журнал вычислительной математики и математической физики. 2017. Т. 57, № 10. С. 1748–1762. doi:10.7868/S0044466917100088
41. Kozelkov A.S. The numerical technique for the landslide tsunami simulations based on Navier–Stokes equations // Journal of Applied Mechanics and Technical Physics. 2017. Vol. 58, N 7. P. 1192–1210. doi:10.1134/S0021894417070057
42. Betelin V.B., Shagaliev R.M., et al. Mathematical simulation of hydrogen–oxygen combustion in rocket engines using LOGOS code // Acta Astronautica. 2014. Vol. 96, N 1. P. 53–64. doi:10.1016/j.actaastro.2013.11.008
43. Brackbill J.U., Kothe D.B., Zemach C. A continuum method for modeling surface tension // Journal of Computational Physics. 1992. N 100. P. 335–354. doi:10.1016/0021-9991(92)90240-Y

References

1. Rajesh Kannah T., Natarajan R. Experimental study on the hydrodynamics of a floating, production, storage and offloading system. *Journal of Waterway, Port, Coastal, Ocean Engineering*. 2006, 132, 66–70. doi:10.1061/(ASCE)0733-950X(2006)132:1(66)
2. Cruz J. Ocean Wave Energy. *Springer Series in Green Energy and Technology*, UK, 2008.
3. Kholodilin A.N., Shmyrev A.N. Ship seaworthiness and regulation in sea-wave. *Leningrag, Sudostroeniye*, 1976. 328 p. (in Russian).
4. Taranov A.E. Determination of local and integral parameters for container cargo carrier in digital basin. *Transactions of the Krylov State Research Centre*. 2019, 3(389), 73–82 (in Russian). doi:10.24937/2542-2324-2019-3-389-73-82
5. Turbal V.K., Shpakov V.S., Shtumpf V.M. Design of naval shipping lines and propulsion devices. *Leningrag, Sudostroeniye*, 1983. 304 p. (in Russian).
6. Khrumushin V.N. Exploratory research of ship wild seaworthiness. *Vladivostok, Dalnauka*, 2003, 172 p. (in Russian).
7. Kawamura K., Hashimoto H., Matsuda A., Terada D. SPH simulation of ship behavior in severe water-shiping situations. *Ocean Engineering*. 2016, 120, 220–229. doi:10.1016/j.oceaneng.2016.04.026
8. Kozelkov A.S., Pogosyan M.A., Strelets D.Y., Tarasova N.V. Application of mathematical modeling to solve the emergency water landing task in the interests of passenger aircraft certification. *Aerospace Systems*. 2021, 4, 75–89. doi:10.1007/s42401-020-00082-7
9. Harlow F., Welch J., et al. Numerical calculation of time-dependent viscous incompressible flow of fluid with free surface. *Physics of Fluids*. 1965, 8, 2182–2189. doi:10.1063/1.1761178
10. Unverdi S., Tryggvason G. A front-tracking method for viscous, incompressible, multi-fluid flows. *Journal of Computational Physics*. 1992, 100, 25–37. doi:10.1016/0021-9991(92)90307-K
11. Sussman M., Smereka P., Osher S. A level set approach for computing solutions to incompressible two-phase flow. *Journal of Computational Physics*. 1994, 114, 146–159. doi:10.1006/jcph.1994.1155
12. Anderson D., McFadden G., Wheeler A. Diffuse-interface methods in fluid mechanics. *Annual Review of Fluid Mechanics*. 1998, 30, 139–165. doi:10.1146/annurev.fluid.30.1.139
13. Hirt C.W., Nichols B.D. Volume of fluid (VOF) method for the dynamics of free boundaries. *Journal of Computational Physics*. 1981, 39, 201–225. doi:10.1016/0021-9991(81)90145-5
14. Ubbink O. Numerical prediction of two fluid systems with sharp interfaces: *PhD thesis. Imperial College, University of London*, 1997.
15. Palm J., Eskilsson C., Moura Paredes G., Bergdahl L. Coupled mooring analysis for floating wave energy converters using CFD: Formulation and validation. *International Journal of Marine Energy*. 2016, 16, 83–99. doi:10.1016/J.IJOME.2016.05.003
16. Yu Y.H., Li Y. Reynolds-Averaged Navier-Stokes simulation of the heave performance of a two-body floating-point absorber wave energy system. *Computers & Fluids*. 2013, 73, 104–114. doi:10.1016/j.compfluid.2012.10.007
17. Luke E., Collins E., Blades E. A fast mesh deformation method using explicit interpolation. *Journal of Computational Physics*. 2012, 231, 586–601. doi:10.1016/j.jcp.2011.09.021
18. Benek J.A., Buning P.G., Steger J.L. A 3-D Chimera Grid Embedding Technique. *American Institute of Aeronautics and Astronautics Paper*. 1985, 85, 15–23.
19. Benek J.A., Donegan T.L., Suhs N.E. Extended Chimera grid embedding scheme with application to viscous flow. *American Institute of Aeronautics and Astronautics Paper*. 1987, 87, 11–26.
20. Chan W.M. Overset grid technology development at NASA ames research center. *Computers & Fluids*. 2009, 3(38), 496–503. doi:10.1016/j.compfluid.2008.06.009
21. Ma Z.H., Qian L., Martínez-Ferrer P.J. et al. An overset mesh based multiphase flow solver for water entry problems. *Computers & Fluids*. 2018, 172, 689–705.

22. Mittal R., Iaccarino G. Immersed boundary methods. *Annual Review of Fluid Mechanics*. 2005, 37, 239–261. doi:10.1146/annurev.fluid.37.061903.175743
23. Pinelli A., Naqavi I.Z., Piomelli U., Favier J. Immersed-boundary methods for general finite-difference and finite-volume Navier–Stokes solvers. *Journal of Computational Physics*. 2010, 229, 9073–9091. doi:10.1016/j.jcp.2010.08.021
24. Bihs H., Kamath A. A combined level set/ghost cell immersed boundary representation for floating body simulations. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*. 2017, 83(12), 905–916.
25. Chena H., Qiana L., Maa Z., et al. Application of an overset mesh based numerical wave tank for modelling realistic free-surface hydrodynamic problems. *Ocean Engineering*. 2019, 176, 97–117. doi:10.1016/j.oceaneng.2019.02.001
26. Kristiansen D. Wave induced effects on floaters of aquaculture plants: *PhD thesis*. Norwegian University of Science and Technology, 2010.
27. Zhao X., Hu C. Numerical and experimental study on a 2-D floating body under extreme wave conditions. *Applied Ocean Research*. 2012, 35, 1–13. doi:10.1016/j.apor.2012.01.001
28. Domínguez J., Crespo A., Hall M., et al. SPH simulation of floating structures with moorings. *Coastal Engineering*. 2019, 153, 35–60.
29. Castro A.M., Carrica P.M., Stern F. Full scale self-propulsion computations using discretized propeller for the KRISO container ship KCS. *Computers & Fluids*. 2011, 51, 35–47. doi:10.1016/j.compfluid.2011.07.005
30. Maskell S.J., Ursell F. The transient motion of a floating body. *Journal of Fluid Mechanics*. 1970, 44, 303–313. doi:10.1017/S0022112070001842
31. Soichi I. Study of the transient heave oscillation of a floating cylinder. *Massachusetts Institute of Technology*, 1977.
32. Lashkin S.V., Kozelkov A.S., Yalozo A.V., Gerasimov V.Y., Zelensky D.K. Efficiency analysis of the parallel implementation of the SIMPLE algorithm on multiprocessor computers. *Journal of Applied Mechanics and Technical Physics*. 2017, 58 (7), 1242–1259. doi:10.1134/S0021894417070069
33. Kozelkov A.S., Krutyakova O.L., Kurulin V.V., Tyatyushkina E.S., Kurkin A.A. Zonal RANS–LES approach based on an algebraic Reynolds stress model. *Fluid Dynamics*. 2015, 50 (5), 24–33. doi:10.1134/S0015462815050038
34. Kozelkov A.S., Kurkin A.A., Pelinovskii E.N., Kurulin V.V., Tyatyushkina E.S. Modeling the disturbances in the lake Cherbarkul caused by the fall of the meteorite in 2013. *Fluid Dynamics*. 2015, 50 (6), 828–840. doi:10.1134/S0015462815060137
35. Loytsyanskiy L.G. Fluid and gas mechanics. Moscow, State Publishing House of Technical and Theoretical Literature, 1950. 678 p.
36. Kozelkov A.S., Kurulin V.V., Lashkin S.V., Shagaliev R.M., Yalozo A.V. Investigation of supercomputer capabilities for the scalable numerical simulation of computational fluid dynamics problems in industrial applications. *Computational Mathematics and Mathematical Physics*. 2016, 56 (8), 1506–1516. doi:10.1134/S0965542516080091
37. Fletcher C. Computational techniques for fluid dynamics in two books. Moscow, Mir, 1991, 1058 p.
38. Jasak H. Error analysis and estimation for the finite volume method with applications to fluid flows. *Thesis submitted for the degree of doctor*. Department of Mechanical Engineering, Imperial College of Science, 1996.
39. Ferziger J.H., Peric M. Computational methods for fluid dynamics. Berlin, Heidelberg: Springer, 2002. 423 p.
40. Efremov V.R., Kozelkov A.S., Kornev A.V., et al. Method for taking into account gravity in free-surface flow simulation. *Computational Mathematics and Mathematical Physics*. 2017, 57 (10), 1720–1733. doi:10.1134/S0965542517100086
41. Kozelkov A.S. The numerical technique for the landslide tsunami simulations based on Navier–Stokes equations. *Journal of Applied Mechanics and Technical Physics*. 2017, 58, 7, 1192–1210. doi:10.1134/S0021894417070057
42. Betelin V.B., Shagaliev R.M., et al. Mathematical simulation of hydrogen–oxygen combustion in rocket engines using LOGOS code. *Acta Astronautica*. 2014, 96, 1, 53–64. doi:10.1016/j.actaastro.2013.11.008
43. Brackbill J.U., Kothe D.B., Zemach C. A continuum method for modeling surface tension. *Journal of Computational Physics*. 1992, 100, 335–354. doi:10.1016/0021-9991(92)90240-Y

УДК 551.515.2

© Г. В. Левина*, 2022

Институт космических исследований РАН, 117997, Профсоюзная д. 84/32, г. Москва, Россия

*E-mail: levina@cosmos.ru

ПРИМЕНЕНИЕ ТЕОРИИ ТУРБУЛЕНТНОГО ВИХРЕВОГО ДИНАМО ДЛЯ РАННЕЙ ДИАГНОСТИКИ ЗАРОЖДЕНИЯ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

Статья поступила в редакцию 21.09.2021, после доработки 06.03.2022, принята в печать 20.03.2022

Аннотация

Все более очевидным становится изменение климата, которое приводит к увеличению числа интенсивных атмосферных вихрей (тропических и квазитропических циклонов, полярных ураганов, облачных смерчей-торнадо) и расширению географических и сезонных пределов их появления. Недавним примером стал черноморский квазитропический циклон 11–16 августа 2021 г. В этих условиях чрезвычайно важна точная диагностика циклогенеза и основанный на ней прогноз дальнейшей эволюции и траектории формирующегося вихря. Главным источником энергии для тропических, квазитропических и полярных ураганов является тепловая конвекция, вызванная значительной разностью температур между атмосферным слоем и подстилающей водной поверхностью. Это позволяет предложить единый подход для диагностики циклогенеза во всех трех случаях.

Впервые предложен оригинальный подход для определения точного времени начала тропического циклогенеза. Такой подход включает комбинированный анализ спутниковых изображений облачности и соответствующих данных облачно-разрешающего численного моделирования для области развивающегося вихревого возмущения. Теоретическим базисом является фундаментальная гипотеза о турбулентном вихревом динамо. Теория дает количественные критерии, определяющие возбуждение крупномасштабной вихревой неустойчивости в атмосфере. Атмосферное численное моделирование позволяет точно определить момент времени, в который реализуются необходимые условия для возникновения неустойчивости. Этот момент интерпретируется как начало циклогенеза. Найденные в работе специфические конфигурации вихревой облачной конвекции, соответствующие начальной стадии циклогенеза, могут быть использованы в оперативной метеодиагностике при анализе спутниковых изображений облачности. Иллюстрация подхода дана на примере диагностики тропического циклогенеза.

Ключевые слова: тропический циклогенез, диагностика, турбулентное вихревое динамо, вихревая облачная конвекция, спутниковые данные, облачно-разрешающее численное моделирование

© G. V. Levina*, 2022

Space Research Institute, Russian Academy of Sciences, 117997, Profsoyuznaya Str., 84/32, Moscow, Russia

*E-mail: levina@cosmos.ru

APPLICATION OF THE TURBULENT VORTEX DYNAMO THEORY FOR EARLY DIAGNOSTICS OF THE TROPICAL CYCLONE GENESIS

Received 21.09.2021, Revised 06.03.2022, Accepted 20.03.2022

Abstract

The climate change is becoming more and more obvious, which leads to an increase in the number of intense atmospheric vortices (tropical and quasi-tropical cyclones, polar hurricanes, tornadoes) and an expansion of the geographical and seasonal limits of their occurrence. A recent example was the quasi-tropical cyclone in the Black Sea on August 11–16, 2021. Under these conditions, the accurate diagnosis of cyclogenesis is extremely important and, based on it, the forecast of further evolution and the trajectory of the forming vortex. The main source of energy for tropical, quasi-tropical and polar hurricanes is thermal convection caused by significant temperature differences between the atmospheric layer and the underlying water surface. This allows us to propose a unified approach for the diagnosis of cyclogenesis in all three cases.

For the first time, an original approach is proposed for determining the exact time of the onset of tropical cyclogenesis. This approach includes a combined analysis of satellite images of cloudiness and the corresponding data of cloud-resolving numerical

Ссылка для цитирования: Левина Г.В. Применение теории турбулентного вихревого динамо для ранней диагностики зарождения тропических циклонов // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 2. С. 47–59. doi:10.48612/fpg/vaxg-xdmv-11pn

For citation: Levina G. V. Application of the Turbulent Vortex Dynamo Theory for Early Diagnostics of the Tropical Cyclone Genesis. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 2, 47–59. doi:10.48612/fpg/vaxg-xdmv-11pn

modeling for the region of developing vortex disturbance. The theoretical basis is the fundamental hypothesis of a turbulent vortex dynamo. The theory provides quantitative criteria that determine the excitation of large-scale vortex instability in the atmosphere. Atmospheric numerical modeling makes it possible to accurately determine the moment of time at which the necessary conditions for the onset of instability are realized. This moment is interpreted as the beginning of cyclogenesis. The specific configurations of vortical cloud convection found in the work, which correspond to the initial stage of cyclogenesis, can be used in operational meteorological diagnostics when analyzing satellite images of cloudiness. The approach is illustrated by the example of diagnostics of tropical cyclogenesis.

Keywords: tropical cyclogenesis, diagnosis, turbulent vortex dynamo, vortical cloud convection, satellite imagery, cloud-resolving numerical modeling

1. Введение

В последнее время появилось мнение, что изменение климата приводит к увеличению числа возникающих интенсивных атмосферных вихрей: тропических и квазитропических циклонов, полярных ураганов, облачных смерчей-торнадо. Причем интенсивные вихри стали чаще выходить за пределы географических регионов и сезонных интервалов их прежнего наблюдения, например, в более высокие широты и более ранние/поздние месяцы года. Некоторые тропические циклоны (ТЦ) достигали необычно высокой интенсивности на исходе привычного сезона ураганов. Среди недавних случаев можно отметить Атлантический ураган Sandy (22 октября — 2 ноября 2012). Он достиг северо-восточных штатов и стал четвертым в истории США по стоимости нанесенного ущерба. Ураган Pablo (25–28 октября 2019 г.) стал «самым восточным» из Атлантических ТЦ — вихрь достиг ураганной интенсивности при 18,8 з.д., находясь на 42°с.ш. [1]. Этот ураган оказался вторым из «самых северных», не побив рекорда неназванного урагана 1971 года — 46°с.ш. Чаще стали наблюдаться квазитропические циклоны в Средиземном море, которые известны также под названием “medicanes” [2].

Подобные вихри не обходят стороной и территорию России. Квазитропические циклоны (квази-ТЦ) в российской научной литературе и СМИ часто называют субтропическими циклонами/мезоциклонами/штормами. Первые спутниковые снимки черноморских мезомасштабных циклонических вихрей, зафиксировавшие особенность типа «глаза» урагана, относятся к 2002 г. и могут быть найдены в архиве Метеорологического офиса (Met Office) Великобритании [3, 4]. Однако эти вихри имели очень короткое время жизни и не были исследованы. Первый подробно изученный квази-ТЦ достиг максимальной скорости поверхностного ветра 25 м/с при падении давления в центре до 992 гПа. Он наблюдался над акваторией Черного моря 25–29 сентября 2005 г. [5, 6] — рис. 1, а. Должен быть исследован ещё один интенсивный долгоживущий черноморский квази-ТЦ (рис. 1, б). Он появился недавно — 11–16 августа 2021 г. Предыдущий вихрь 2005 г. сформировался вдали от густонаселенных территорий, а циклон нынешнего сезона несколько

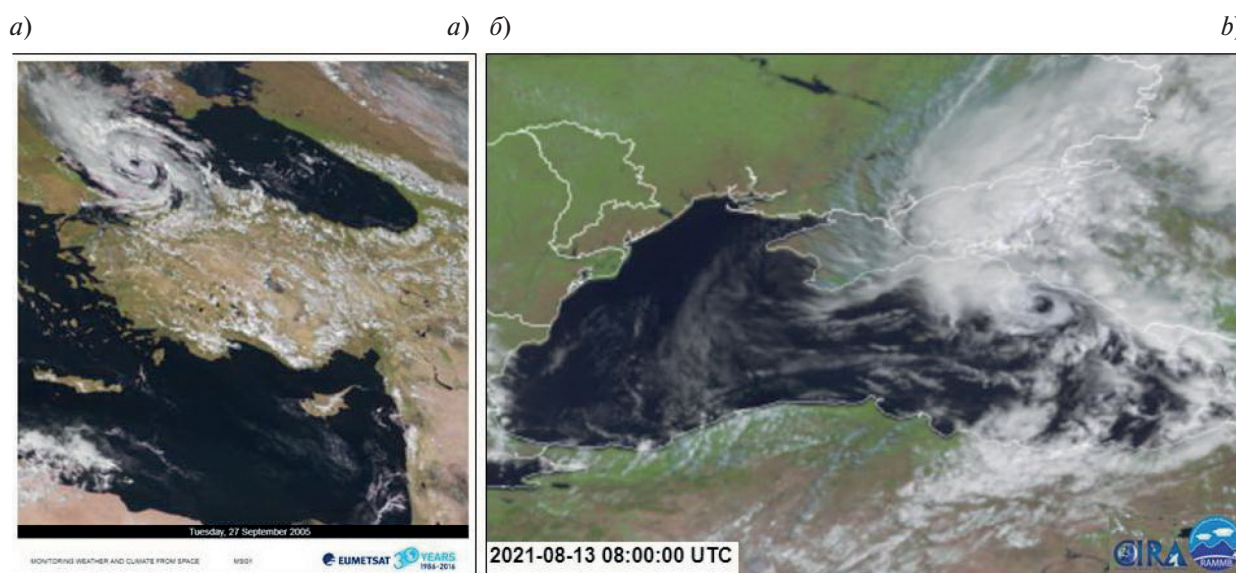


Рис. 1. Квазитропические циклоны в Чёрном море

Fig. 1. Quasi-tropical cyclones over the Black Sea

суток находился в непосредственной близости от побережья Кавказа, Краснодарского края и Крыма. Он перемещался из Чёрного моря в Азовское. Этот черноморский вихрь вызвал рекордные осадки: трехдневные суммы осадков 13–15 августа составили в Темрюке 516 мм (что означает примерно полтонны воды на 1 м^2 и сравнимо с годовой нормой осадков), Анапе — 219 мм, Новороссийске — 178 мм [7]. Тропические циклоны хотя и не зарождаются вблизи территории России, но регулярно выходят на российские регионы Дальнего Востока. Ещё один тип ураганных циклонических вихрей, которые наблюдаются в нашей стране, был обнаружен при анализе спутниковых изображений облачного покрова сравнительно недавно, в 1960-х гг. Это полярные ураганы. И если раньше подобные вихри формировались преимущественно в Баренцевом и Охотском море, то теперь в связи с потеплением в Арктике они стали также появляться в море Лаптевых, в Восточно-Сибирском и Карском морях.

Тропические, квазитропические и полярные ураганы являются интенсивными атмосферными вихрями, характеризуются ветрами огромной разрушительной силы, мощной облачностью. Они вызывают сильные осадки и волнение морской поверхности, наводнения в прибрежных районах. Эти явления представляют серьезную угрозу для жизни и хозяйственной деятельности. Поэтому диагностика зарождения таких вихрей и прогноз их дальнейшей эволюции относятся не только к числу актуальных фундаментальных задач физики атмосферы и океана, но и имеют очевидную практическую направленность.

В проблеме диагностики зарождения тропических, квазитропических и полярных ураганов в разных климатических поясах планеты принципиальным и объединяющим моментом может стать тот факт, что при их формировании важную роль играет один и тот же физический механизм — тепловая конвекция. Предложенная в совместных российско-американских работах 2009–2015 гг. интерпретация тропического циклогенеза как крупномасштабной неустойчивости в спиральной атмосферной турбулентности [8] допускает распространение и на ураганоподобные мезоциклоны в средних и высоких широтах.

Разработка численной диагностики зарождения ТЦ была начата в [9–11] и продемонстрирована для нескольких идеализированных сценариев тропического циклогенеза.

2. Материалы и методы исследования

2.1. Проблема диагностики зарождения тропических циклонов (ТЦ)

Проблема тропического циклогенеза является одной из важных и до сих пор нерешенных фундаментальных задач тропической метеорологии и физики атмосферы. Более того, до настоящего времени не существует общепринятого определения тропического циклогенеза, которое должно служить принципиальной основой для точной количественной диагностики реализовавшегося зарождения ТЦ. От решения этой проблемы критическим образом зависит дальнейший прогноз развития образовавшегося вихря и вся система предупреждения населения о возможной чрезвычайной ситуации.

Однако, несмотря на сложившуюся неопределенность, насущные потребности диагностики и прогнозирования таких экстремальных погодных явлений заставили выработать некоторую систему признаков, позволяющих утверждать, что произошло зарождение ТЦ. Основываясь на ней, в метеорологической практике фактом формирования ТЦ принято считать образование сконцентрированного у поверхности вихря, в котором скорость тангенциального ветра достигает наиболее высоких значений на нижних уровнях; с пониженным давлением в центре поверхностной замкнутой ветровой циркуляции и имеющего теплое ядро. Если максимальная скорость поверхностного ветра в сформировавшемся вихре не превышает 17 м/с , то он называется тропической депрессией (ТД). Она рассматривается в качестве начальной стадии на шкале интенсивности ТЦ. Наибольшую трудность при этом представляет диагностика подобного события, поскольку образование ТЦ происходит над водной поверхностью и очень часто вдали от наземных центров слежения с необходимыми измерительными приборами. Современные средства космического мониторинга и современные численные модели атмосферы используют усвоение спутниковых данных. Они значительно улучшили ситуацию. Тем не менее, до сих пор самым надежным подтверждением образования ТЦ является непосредственное проведение измерений с самолетов в зоне формирующегося вихря. Насколько нам известно, такой подход на постоянной основе применяется только в США [2, 12]. Но и в этих случаях практически невозможно определить точное время зарождения ТЦ.

Зарождение ТЦ может быть точно диагностировано только на основе атмосферного процесса или ряда процессов, в которых существуют количественные пороговые критерии для данного явления.

Тропический циклогенез — пороговая крупномасштабная вихревая неустойчивость в спиральной атмосферной турбулентности

В совместных российско-американских работах [8–11] была выдвинута и обоснована интерпретация тропического циклогенеза как процесса самоорганизации влажно-конвективной спиральной атмосферной турбулентности. При атмосферных условиях, способствующих циклогенезу [2], такой процесс может инициировать крупномасштабную вихревую неустойчивость. В работах [13, 14] обсуждается, как предложенная интерпретация позволяет количественно и точно диагностировать факт зарождения ураганного вихря, рассматривая в этом качестве начало крупномасштабной вихревой неустойчивости.

В целях диагностики авторами [8–11] была применена теоретическая гипотеза о турбулентном вихревом динамо [15, 16]. Гипотеза предлагает способ усиления крупномасштабных вихревых возмущений в атмосфере за счет передачи энергии от мелкомасштабной турбулентности. Такой процесс известен под названием обратного каскада энергии. Его существование было обосновано в трехмерной спиральной турбулентности, которая характеризуется нарушением зеркальной симметрии [17]. Подобно двум другим хорошо известным крупномасштабным неустойчивостям в спиральных турбулентных средах, альфа-эффекту в магнитной гидродинамике [18] и анизотропному кинетическому альфа (АКА)-эффекту в непроводящей жидкости [19], теория вихревого динамо дает порог возбуждения крупномасштабной неустойчивости [15, 16, 20] и количественные оценки для соответствующих параметров атмосферы [16].

2.2. Диагностика тропического циклогенеза с помощью облачно-разрешающего численного моделирования и спутниковых данных

В работе [13] показано, как результаты изучения тропического циклогенеза средствами идеализированного численного моделирования [8–11] могут быть применены в метеорологической практике для реальных атмосферных вихрей. Предложен способ для точной и, что принципиально важно, дистанционной диагностики момента времени, когда начинается зарождение ТЦ. Оперативная, т.е. в реальном времени, метеорологическая диагностика должна осуществляться на основе совместного анализа данных облачно-разрешающего численного моделирования формирующегося вихря и соответствующих снимков облачности в инфракрасном диапазоне, полученных с геостационарного спутника. Было найдено [13], что в моменты ключевых событий при зарождении ТЦ (формирование вторичной трансверсальной циркуляции, начало крупномасштабной вихревой неустойчивости, образование вихря ТД) появляются специфические конфигурации глубокой вращающейся облачной конвекции. Важно подчеркнуть, что такие типичные конфигурации отчетливо идентифицируются в двух разных физических полях и двумя независимыми методами анализа — в поле вертикальной спиральности (численное моделирование) и поле температуры (спутниковые данные). Таким образом, предлагаемая диагностика базируется на важной роли, которую играют в тропическом циклогенезе интенсивные вращающиеся облачные структуры, известные как вихревые горячие башни (ВГБ) [21–23].

2.3. Вихревые горячие башни (ВГБ)

Наглядное представление об облачных горячих башнях даёт визуализация NASA, выполненная для тропического урагана Bonnie (1998) и размещённая в Википедии [24]. Эти интенсивные кучево-дождевые конвективные структуры были впервые описаны в 1958 г. [25], а их вихревая природа была идентифицирована почти пятьдесят лет спустя в [21, 22]. В работе [25] горячие башни определялись как небольшие по горизонтальным размерам, около 10–30 км, но интенсивные кучево-дождевые конвективные облака. Они достигают тропопаузы, которая в тропиках обычно расположена на высотах 16–18 км. Действительно, на визуализации [24] высота самой интенсивной из башен близка к 18 км. Важно отметить, что определение «горячие» связано не с температурой этих облачных структур, а с тем, что по всей высоте башни идет интенсивное выделение энергии за счет последовательности фазовых переходов влаги: водяной пар—вода—лёд.

Обнаружение вихревой природы тропической конвекции стало не только важным научным открытием [21], но и эффектной демонстрацией возможностей совершенно нового средства атмосферных исследований. Вихревые горячие башни (ВГБ) были открыты с помощью численного моделирования сверхвысокого по тем временам (начало 2000-х гг.) пространственного разрешения — облачно-разрешающего, 2–3 км по горизонтальным направлениям. Годом позже существование ВГБ было подтверждено [22] с помощью обработки данных натурных измерений. Они были произведены ранее с исследовательского самолёта в зоне зарождающегося урагана. Далее авторам [26] повезло наблюдать отдельно взятую интенсивную ВГБ в течение примерно 40 мин во время исследовательского полета, измерить и документировать типичные характеристики этой вращающейся облачной структуры. Таким образом, было подтверждено, что характерное

время жизни конвективных башен составляет порядка одного часа. Башня была размером около 10 км по горизонтали и высотой примерно 17 км. Вертикальные скорости достигали 10–25 м/с в средней тропосфере и превышали 30 м/с на верхних уровнях. При этом максимальные значения относительной вертикальной завихренности были $6\text{--}18 \cdot 10^{-3} \text{ 1/с}$, что на 1–2 порядка превышает планетарное вращение.

Спиральные свойства ВГБ были отмечены в [27], где эти структуры были описаны как глубокие влажные конвективные облака. Они вращаются как единое целое и/или содержат спиральные вращающиеся восходящие потоки, аналогичные тем, которые наблюдаются при конвекции Рэлея-Бенара во вращающейся жидкости. И далее было подчеркнуто, что такие локально всплывающие вихревые структуры усиливают существующую фоновую циклоническую завихренность, по крайней мере, на целый порядок величины. Авторы работы [28] обнаружили рекордные значения спиральности вблизи конвективных башен в урагане Bonnie (1998) при обработке данных измерений в натурном эксперименте NASA CAMEX (Convection and Moisture Experiment, 1998–2001). ВГБ были названы спиральными по определению, поскольку одновременно содержат восходящие потоки и вертикальную завихренность.

В разных странах мира выполнено значительное число исследований, посвященных ВГБ и их роли в зарождении и формировании ТЦ. Обобщённая информация по этому вопросу содержится в обзоре [29]. Пристальное внимание изучению вихревой тропической конвекции также уделялось в нескольких натурных экспериментах в Атлантическом и Тихом океане [30].

Прежде чем приступить к обсуждению диагностики зарождения ТЦ, полезно проиллюстрировать, как выглядят ВГБ в типичных наборах данных, которые необходимо применить для предлагаемого анализа — на спутниковых данных наблюдаемого ТЦ, обычно используемых метеослужбами, и в идеализированном облачно-разрешающем численном моделировании [8, 13].

2.4. ВГБ на спутниковых снимках облачности

На рис. 2 показаны спутниковые изображения тропического шторма Grace 14 августа 2021 г., полученные с геостационарного спутника GOES-16. Он также обозначается как GOES-East и предназначен для слежения за регионом Северной и Южной Америки. В момент времени на снимках вихрь приближался к Наветренным островам со стороны Атлантического океана, координаты его центра находились при $15,9^\circ\text{с.ш.}$ и $60,7^\circ\text{з.д.}$ Максимальная сила поверхностного ветра составляла около 18 м/с. Область, показанная на снимках, составляет примерно $2000 \times 2000 \text{ км}$. Изображения атмосферного вихря представлены в двух диапазонах. Диапазон «GEOCOLOR» на рис. 2, а обеспечивает максимально близкое приближение к дневному изображению. Инфракрасный диапазон «Band 13» с разрешением 2 км на рис. 2, б предназначен для анализа облачности, в частности для определения верхней границы облаков. Тёмно-красный и чёрный цвета соответствуют очень интенсивным конвективным структурам, которые достигают тропопаузы

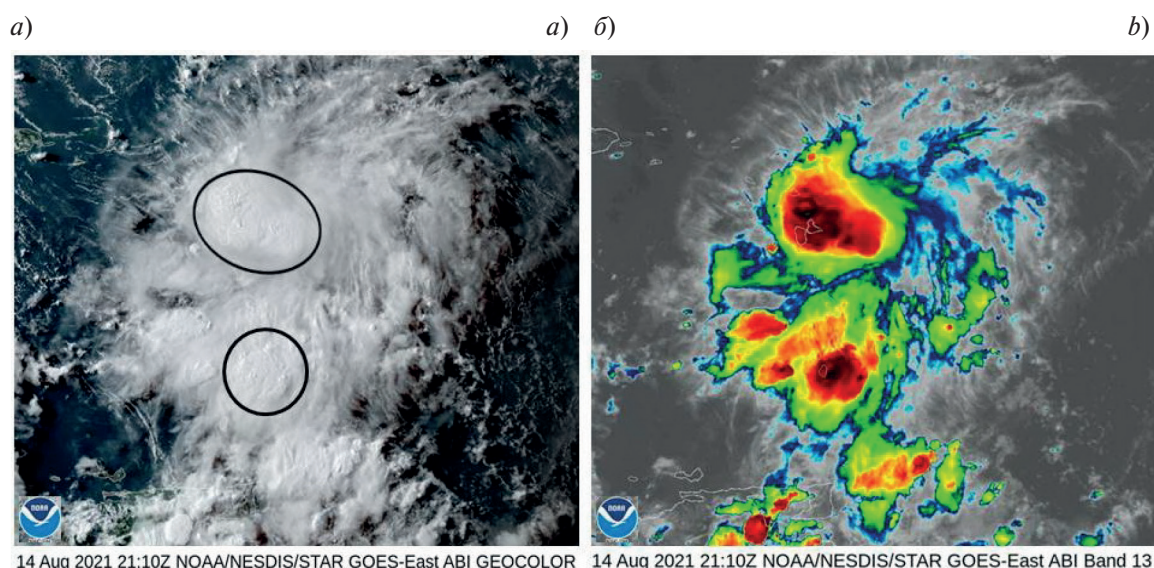


Рис. 2. Вихревые горячие башни в тропическом шторме Grace 14 августа 2021 г.

Fig. 2. Vortical hot towers in Tropical Storm Grace 14 August 2021

(15–16 км) и проникают в нижнюю стратосферу. В англоязычной литературе для таких структур существует специальное название — «Overshooting Cloud Tops (OCTs)». Соответствующие области с интенсивной конвекцией на рис. 2, *а* обведены чёрной линией

Аналогичные интенсивные конвективные движения с присутствием облачных башен заметны и в черноморском квази-ТЦ (2021). На рис. 1, *б* они видны около черноморского побережья к северо-западу от «глаза» вихря и в облачности над Азовским морем.

2.5. ВГБ в идеализированном численном моделировании

Способ локализации ВГБ в численном моделировании был впервые предложен и применен в работах с участием автора [8, 10, 13]. Он основан на спиральной природе вихревой конвекции. Действительно, вращающиеся вертикальные ячейки могут быть превосходно идентифицированы с помощью поля вертикальной спиральности, являющейся произведением вертикальной скорости на вертикальную завихренность.

С этой целью при пост-обработке данных облачно-разрешающего атмосферного численного моделирования рассчитывалось поле плотности спиральности h , т.е. значения спиральности определялись в каждой точке расчетной области. В частности, для локализации вихревой конвекции использовался вертикальный вклад спиральности h_z ,

$$h = V \cdot \omega = u \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) + v \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) + w \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right). \quad (1)$$

Плотность спиральности (1) является псевдоскалярной величиной [29, 30], поэтому может быть как положительной, так и отрицательной. В правой декартовой или ортогональной криволинейной системе координат положительная плотность спиральности будет генерироваться во влажной атмосфере за счет циклонических восходящих потоков и/или антициклонических нисходящих движений. Точно так же отрицательная спиральность будет генерироваться в случае антициклонических восходящих и/или циклонических нисходящих потоков.

Комбинируя рассмотрение поля вертикальной спиральности с анализом поля вертикальной скорости или вертикальной завихренности, можно легко различить восходящие и нисходящие вращающиеся потоки. Вся совокупность положительных и отрицательных значений плотности вертикальной спиральности показывает полную картину вращающихся вертикальных потоков в рассматриваемой области пространства.

В качестве иллюстрации на рис. 3 показана вихревая влажная конвекция, локализованная в поле вертикальной спиральности для численного эксперимента A2 из работы [23]. В этом эксперименте с помощью региональной модели атмосферы RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) с горизонтальным пространственным разрешением 3 км было исследовано зарождение и развитие ТЦ. Система вращающихся конвективных потоков разных размеров и интенсивности, представленная на рис. 3, показана в момент времени, когда модельный ТЦ достиг стадии урагана 2-й категории интенсивности с максимальной тангенциальной скоростью 43 м/с у поверхности.

Подводя итоги обсуждения ВГБ, необходимо подчеркнуть, что вихревая облачная конвекция присутствует на протяжении всего жизненного цикла ТЦ: от стадии зарождения до стадии вихря наивысшей ураганной интенсивности. Облачная конвекция не подавлялась быстрым вращением в урагане Bonnie, который 22 августа 1998 [24] находился на стадии быстрого усиления (Rapid Intensification — RI) максимального поверхностного ветра от 35 м/с до 50 м/с [28]; в тропическом шторме Grace (рис. 2) [33], модельном урагане 2-й категории интенсивности (рис. 3), черноморском квази-ТЦ штормовой интенсивности (рис. 1, *б*).

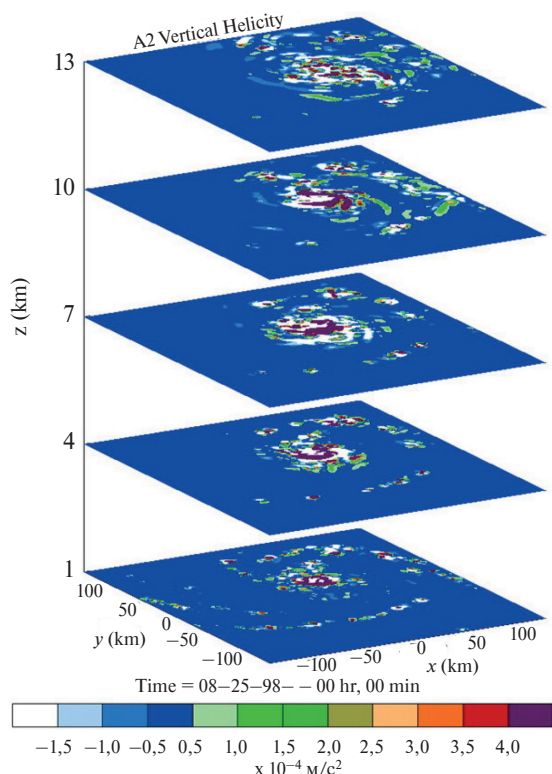


Рис. 3. Вихревая влажная конвекция. Поле плотности вертикальной спиральности ($\times 10^{-4}$ м/с²) в пяти горизонтальных плоскостях 276×276 км при $z = 1, 4, 7, 10, 13$ км

Fig. 3. Vortical moist convection. The field of the vertical helicity density ($\times 10^{-4}$ m/s²) in five horizontal levels of 276×276 km at $z = 1, 4, 7, 10, 13$ km

3. Результаты

3.1. Точная диагностика зарождения ТЦ

В обзорной работе [8] представлены все этапы исследований, позволивших применить теорию турбулентного вихревого динамо для диагностики зарождения ТЦ с помощью облачно-разрешающего численного моделирования. Далее обсудим лишь основные моменты на этом пути.

Необходимым условием существования вихревого динамо в тропической атмосфере является нарушение зеркальной симметрии атмосферной турбулентности в условиях образования ТЦ [15, 16]. Это требование предопределило цель первого исследования [9] из серии совместных российско-американских работ 2009–2015 гг. [8–11]. Все работы данной серии основаны на американских данных численного моделирования с пространственным разрешением 2–3 км по горизонтальным направлениям [23]. Само название работы [23] «A vortical hot tower route to tropical cyclogenesis» впервые в тропической метеорологии акцентировало роль вихревой облачной конвекции — ВГБ — в зарождении ТЦ.

В работе [9] были впервые выполнены расчеты и анализ спиральных характеристик поля скорости в процессе усиления начального вихревого возмущения и формирования вихря ТД с последующей его интенсификацией до стадии зрелого урагана. Позже в обзоре [8] было проведено подробное обсуждение генерации спиральности на масштабах облачности (ВГБ) и на мезомасштабах вихревой системы. При этом особое внимание было уделено механизму производства и усиления вертикальной завихренности при взаимодействии конвекции и вертикального сдвига горизонтальной скорости [23, 34], который одновременно обеспечивает интенсивную генерацию спиральности.

Было показано [9], что при зарождении и дальнейшем развитии ТЦ происходит генерация существенно ненулевой и нарастающей интегральной спиральности вихревой системы. Отличная от нуля интегральная спиральность является признаком нарушения симметрии турбулентности в зоне образования ТЦ и означает возникновение специфической топологии течения, характеризующейся зацеплением вихревых линий [31, 32]. Таким образом, авторами [9] был получен первый пример генерации ненулевой интегральной спиральности в реальной природной системе — тропической атмосфере Земли. Было впервые показано, что атмосферная турбулентность в мезомасштабной области формирования ТЦ, $276 \times 276 \times 20$ км [23], является спиральной в течение всего времени жизни ураганного вихря. Как известно из теории турбулентности [17], в спиральной турбулентной среде возможно подавление потока энергии к масштабам диссипации и существуют благоприятные условия для возникновения крупномасштабной вихревой неустойчивости. Результаты работы [9] стали важной мотивацией для продолжения исследований и поиска вихревого динамо в тропической атмосфере.

Однако ненулевая интегральная спиральность ещё не означает факта реализации турбулентного вихревого динамо. Как следовало из теоретической модели динамо-эффекта [15, 16], а затем было показано с помощью численного исследования [35, 36] уравнений этой модели, возникновение крупномасштабной неустойчивости необходимо диагностировать с помощью анализа энергетики вихревой системы.

3.2. Диагностика зарождения ТЦ с помощью облачно-разрешающего численного моделирования

Процедура диагностики неустойчивости основана на особенностях структуры и динамики ТЦ (рис. 4).

Основой для рис. 4, *a* послужило изображение тропического циклона в разрезе, представленное в [37], Fig. 3. На рис. 4, *a* на базовом изображении (Fig. 3 [37]) схематически показаны первичная (primary) тангенциальная и вторичная (secondary) трансверсальная циркуляции. На правую часть разреза ТЦ наложена визуализация [24], чтобы показать присутствие вихревой облачной конвекции — ВГБ. В результате, такое «композитное» изображение ТЦ схематически иллюстрирует не только крупномасштабные движения, но и движения на масштабах кучевой облачности, которые играют принципиальную роль в возбуждении турбулентного вихревого динамо.

Сформировавшийся ТЦ представляет собой интенсивный атмосферный вихрь, в котором основная составляющая скорости лежит в горизонтальной плоскости [38]. Мощная тангенциальная, называемая также первичной, циркуляция наложена на менее интенсивную трансверсальную (вторичную) циркуляцию, образованную радиальной и вертикальной составляющими скорости (в цилиндрических координатах) — рис. 4, *a*.

Авторы теории вихревого динамо [15, 16] исходили из таких же представлений о структуре ТЦ. Следуя [15, 16], динамо-эффект должен создавать зацепление (linkage [31]) первичной и вторичной циркуляции на мезомасштабах, т.е. спиральную структуру системы ТЦ в целом. Согласно концепции вихревого динамо такое зацепление означает создание положительной обратной связи между циркуляциями. Она обеспечивает

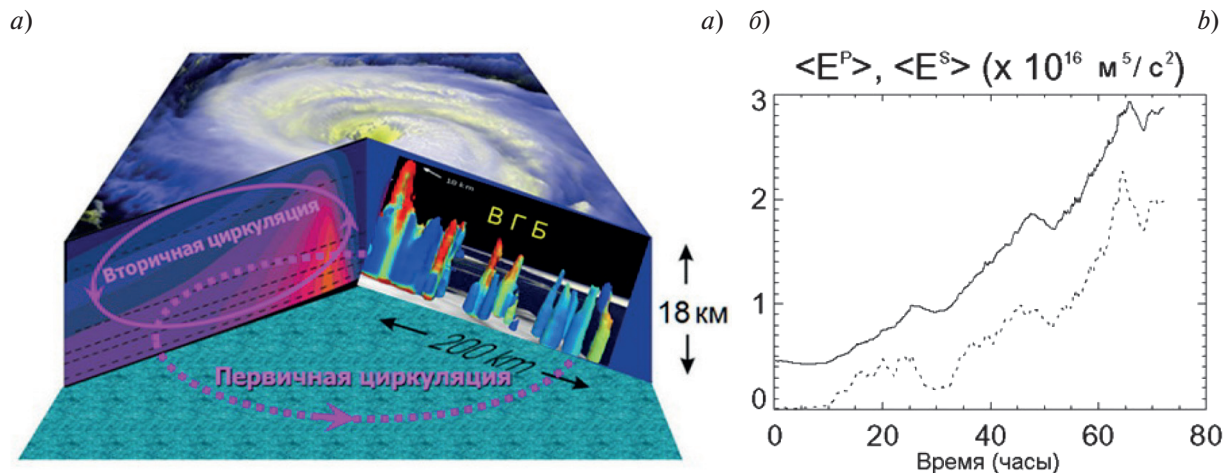


Рис. 4. Диагностика зарождения ТЦ: *a* — схема зацепления первичной и вторичной циркуляции, осуществляемая семейством ВГБ; *б* — эволюция кинетической энергии первичной (сплошная линия) и вторичной (пунктирная линия) циркуляции

Fig. 4. Diagnostics of TC genesis: *a* — schematic of the linkage of primary and secondary circulation through VHTs population; *b* — evolution of the kinetic energy of primary (solid line) and secondary (dotted line) circulation

их взаимное усиление. Причём, в отличие от всех известных концепций тропического циклогенеза [2], эта обратная связь, назовём её «спиральной», реализуется и поддерживается в рамках только одного физического поля — поля скорости. В момент появления спиральной обратной связи зарождающийся вихрь становится энергетически самоподдерживающимся и усиливающимся, что соответствует началу неустойчивости. Возникшая неустойчивость может быть диагностирована оригинальным способом [8, 10, 11, 13], основанным на особенностях спиральной обратной связи.

С этой целью рассчитывается по отдельности кинетическая энергия первичной и вторичной циркуляции. Затем на одном и том же рисунке строятся графики эволюции обеих энергетических характеристик, и определяется момент, когда начинается их взаимное усиление. Как показывает рис. 4, б, это происходит примерно при $t = 12$ ч. Дальнейшее развитие неустойчивости зависит от условий в тропической атмосфере, которые благоприятствуют формированию ТЦ [2]. Такие условия были реализованы в численных экспериментах базовой для данного рассмотрения работы [23].

4. Обсуждение

4.1. Ключевая роль ВГБ в создании вихревого динамо в атмосфере

Как было отмечено выше, турбулентное вихревое динамо в атмосфере должно создаваться спиральной положительной обратной связью, которая действует между компонентами одного и того же физического поля скорости — между первичной тангенциальной и вторичной трансверсальной циркуляцией [15, 16]. Первое звено обратной связи, связывающее вторичную циркуляцию с первичной, было очевидным в момент появления гипотезы вихревого динамо в 1983 г. — это воздействие силы Кориолиса на горизонтальную скорость. Каким образом происходит замыкание петли обратной связи, которая соединяет тангенциальную циркуляцию с трансверсальной, стало возможным обосновать только после открытия вихревой облачной конвекции в 2004 г.

Замыкание петли положительной обратной связи между первичной и вторичной циркуляцией в зарождающемся урагане осуществляют ВГБ.

В работах [8, 13] содержится подробное обсуждение того, как создаётся замыкающее звено обратной связи между циркуляциями. Этот процесс непосредственно связан с образованием и поддержанием отдельной ВГБ. Формирование единичной ВГБ было впервые представлено и обосновано авторами [23] в терминах поворота и растяжения вихревых нитей («vortex tilting and stretching»).

ВГБ возникают в результате взаимодействия облачной влажной конвекции и вертикального сдвига горизонтального ветра. Каждый восходящий конвективный поток генерирует вертикальную завихренность за

счет наклона горизонтальных вихревых нитей и усиливает ее за счет растяжения, тем самым связывая первичную и вторичную циркуляцию. Такой процесс создаёт зацепление (linkage) горизонтальных и вертикальных вихревых нитей и количественно характеризуется генерацией спиральности на локальном масштабе кучевой облачности. При формировании ТЦ происходит развитие целого семейства ВГБ различных размеров и интенсивности (рис. 2–3; рис. 4, а). Эти ВГБ можно представить как многочисленные динамические «скрепки», которые обеспечивают зацепление циркуляций на мезомасштабах и тем самым создают и поддерживают целостность вихревой системы на протяжении всего времени жизни ТЦ.

Особая топология ТЦ с зацеплением вихревых нитей на масштабах облачности и зацепленными циркуляциями на мезомасштабах может быть прослежена с помощью анализа локальных и интегральных спиральных характеристик поля скорости.

Таким образом, показано [8], что формирующийся ТЦ становится энергетически самоподдерживающимся и усиливающимся, когда складывается спиральная структура общесистемной циркуляции. Спиральная организация на мезомасштабах является результатом зацепления тангенциальной и трансверсальной циркуляции, которое осуществляется вращающимися конвективными структурами облачных масштабов — ВГБ.

В силу отмеченного выше, естественными «маркерами» зарождения и развития ТЦ являются ВГБ. В [13] на основе облачно-разрешающих данных численного моделирования [23] были определены типичные конфигурации ВГБ в поле вертикальной спиральности, позволяющие диагностировать появление крупномасштабной вихревой неустойчивости, т.е. зарождение ТЦ. На рис. 5 показаны картины поля вертикальной спиральности на уровне $z = 13$ км, которые соответствуют появлению крупномасштабной вихревой неустойчивости в момент времени $t = 12$ h и формированию вихря ТД при $t = 16$ h в численном эксперименте A2 [23]. ВГБ соответствует оранжевый, красный и темно-красный цвет.

4.2. О практическом применении для диагностики зарождения реальных ТЦ

С целью апробации диагностики, предложенной в работе [13], необходимо выполнить облачно-разрешающее численное моделирование реально наблюдавшегося ТЦ, для которого имеются подробные метеоданные в период, предшествующий объявлению о формировании ТД или тропического шторма. И далее провести согласованный анализ для диагностики зарождения ТЦ по двум наборам данных: численных и спутниковых. Например, полезным кандидатом для исследования мог бы стать атлантический ураган Isaias (2020). Метеоданные, которые потребуются для диагностики этого ТЦ, содержатся в архиве американского центра слежения за ураганами [39]. Данный случай вызывает особый интерес, поскольку в течение нескольких суток совместными усилиями стационарных метеослужб и исследовательских самолётов не удавалось подтвердить формирование ТД, несмотря на то что в зоне возмущения регистрировались уже более сильные ветры, соответствующие следующей стадии интенсивности ТЦ — тропическому шторму. Согласно пробному анализу конфигураций ВГБ по спутниковым данным, проведенному автором и представленному в [13], зарождение ТЦ могло быть диагностировано на 15–18 ч раньше, чем это было сделано в действительности.

5. Заключение

В настоящей работе, посвященной изучению тропического циклогенеза, были применены фундаментальные идеи о самоорганизации в турбулентности с нарушенной зеркальной симметрией, так называемой «спиральной» турбулентности. В спиральной турбулентности возможен обратный каскад энергии от мелкомасштабных движений к крупным вихрям [17], обеспечивающий существование крупномасштабных

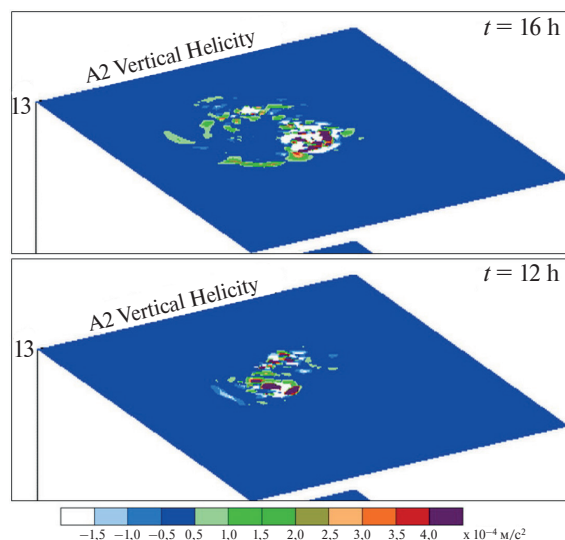


Рис. 5. Типичные конфигурации ВГБ в поле вертикальной спиральности на высоте 13 км: $t = 12$ h — появление неустойчивости; $t = 16$ h — формирование тропической депрессии. Показана горизонтальная плоскость 276×276 км расчетной области

Fig. 5. Typical VHTs patterns in the vertical helicity field at an altitude of 13 km: $t = 12$ h — the onset of instability; $t = 16$ h — the formation of tropical depression. The horizontal plane with a size of 276×276 km of the computational domain is shown

долгоживущих структур. Эти идеи лежат в основе теории турбулентного вихревого динамо. В теории обосновано существование порога возбуждения крупномасштабной вихревой неустойчивости [15, 16, 20]. Применительно к зарождению тропических циклонов это позволяет с помощью облачно-разрешающего атмосферного численного моделирования точно диагностировать момент появления новой крупномасштабной вихревой неустойчивости и ответить на вопрос: «Когда начинается циклогенез?»

Как показал анализ проведенных атмосферных численных экспериментов по моделированию зарождения ТЦ [8–11, 13, 14], новая неустойчивость значительно, от нескольких часов до нескольких десятков часов, предшествует образованию вихря ТД. Ключевую роль в возбуждении неустойчивости играют особые конвективные когерентные структуры облачных масштабов — вихревые горячие башни (ВГБ). Были выявлены [13] типичные конфигурации ВГБ в поле вертикальной спиральности и в поле температуры, соответствующие формированию вторичной трансверсальной циркуляции, началу крупномасштабной вихревой неустойчивости и образованию вихря ТД.

Полученные результаты позволяют выполнить дистанционную и точную диагностику зарождения ТЦ в реальном времени с помощью анализа и сопоставления данных из двух независимых источников: облачно-разрешающего атмосферного численного моделирования (поле вертикальной спиральности) и спутниковых снимков облачности (поле температуры).

В перспективе возможности предложенного подхода необходимо изучить применительно к диагностике зарождения квазитропических ТЦ и полярных ураганов, т.е. в тех случаях, когда появляется вихревая облачная конвекция. Первые результаты по обнаружению ВГБ в черноморском квазитропическом циклоне 2005 г. были получены с помощью численного моделирования в работе [40].

6. Финансирование

Работа выполнена в рамках госзадания № 01.20.0.2.00164 (тема «Мониторинг»). Пост-обработка данных облачно-разрешающего численного моделирования, использованных и обсуждаемых в настоящей работе, осуществлялась при частичной поддержке Национального научного фонда США по гранту АТМ-0733380.

Литература

1. Beven II J.L. Tropical Cyclone Report: Hurricane Pablo. Miami, Florida: National Hurricane Center. 27 January 2020. URL: https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL182019_Pablo.pdf (дата обращения: 24.04.2022).
2. Emanuel K. 100 years of progress in tropical cyclone research // *Meteorological Monographs*. 2018. Vol. 59, N 1. P. 15.1–15.68.
3. Met Office. Miscellaneous Images. Black Sea Vortices. URL: <https://web.archive.org/web/20070109143418/http://www.metoffice.gov.uk/weather/tropicalcyclone/tcimages/Misc/blacksea1.gif> (дата обращения: 24.04.2022).
4. Met Office. Miscellaneous Images. Black Sea Vortices. URL: <https://web.archive.org/web/20070109143556/http://www.metoffice.gov.uk/weather/tropicalcyclone/tcimages/Misc/blacksea2.gif> (дата обращения: 24.04.2022).
5. Ефимов В.В., Шокуров М.В., Яровая Д.А. Численное моделирование квазитропического циклона над Черным морем // *Известия АН. Физика атмосферы и океана*. 2007. Т. 43, № 6. С. 723–733.
6. Ефимов В.В., Станичный С.В., Шокуров М.В., Яровая Д.А. Наблюдение квазитропического циклона над Черным морем // *Метеорология и гидрология*. 2008. № 4. С. 53–62.
7. Gismeteo. Новости. 16 августа. URL: https://www.gismeteo.ru/news/weather/poltonny-vody-na-kvadratnyj-metr-v-temrjuke-vypala-godovaya-norma-osadkov/?utm_source=gismeteo&utm_medium=rss_feed&utm_campaign=news (дата обращения: 24.04.2022).
8. Levina G.V. On the path from the turbulent vortex dynamo theory to diagnosis of tropical cyclogenesis // *Open Journal of Fluid Dynamics*. 2018. Vol. 8, N 1 P. 86–114. doi:10.4236/ojfd.2018.81008
9. Левина Г.В., Монтгомери М.Т. О первом исследовании спиральной природы тропического циклогенеза // *Доклады АН*. 2010. Т. 434, № 3. С. 401–406.
10. Левина Г.В., Монтгомери М.Т. Численная диагностика тропического циклогенеза на основе гипотезы о спиральной самоорганизации влажно-конвективной атмосферной турбулентности // *Доклады АН*. 2014. Т. 458, № 2. С. 214–219.
11. Levina G.V., Montgomery M.T. When will cyclogenesis commence given a favorable tropical environment? // *Procedia IUTAM*. 2015. Vol. 17. P. 59–68.
12. National Hurricane Center and Central Pacific Hurricane Center NOAA 2022; NHC Aircraft Reconnaissance. URL: <https://www.nhc.noaa.gov/recon.php> (дата обращения: 24.04.2022).

13. *Levina G.V.* Birth of a hurricane: early detection of large-scale vortex instability // *Journal of Physics: Conference Series*. 2020. Vol. 1640. 012023. doi:10.1088/1742-6596/1640/1/012023
14. *Levina G.V.* How does cyclogenesis commence given a favorable tropical environment? // *Environmental Science Proceedings*. 2021. Vol. 8, N 1:20. doi:10.3390/ecas2021-10320
15. *Моисеев С.С., Сагдеев Р.З., Тур А.В., Хоменко Г.А., Яновский В.В.* Теория возникновения крупномасштабных структур в гидродинамической турбулентности // *ЖЭТФ*. 1983. Т. 85, Вып. 6(12). С. 1979–1987.
16. *Моисеев С.С., Сагдеев Р.З., Тур А.В., Хоменко Г.А., Шукуров А.М.* Физический механизм усиления вихревых возмущений в атмосфере // *Доклады АН СССР*. 1983. Т. 273, № 3. С. 549–553.
17. *Фриш У.* Турбулентность. Наследие А.Н. Колмогорова / Пер. с англ. М: Фазис, 1998. 346 с.
18. *Steenbeck M., Krause F., Rädler K.-H.* A calculation of the mean electromotive force in an electrically conducting fluid in turbulent motion, under the influence of Coriolis forces // *Zeitschrift für Naturforschung*. 1966. Vol. 21A. P. 369–376.
19. *Frisch U., She Z.S., Sulem P.L.* Large-scale flow driven by the anisotropic kinetic alpha effect // *Physica D: Nonlinear Phenomena*. 1987. Vol. 28. P. 382–392.
20. *Руткевич П.Б.* Уравнение вихревой неустойчивости, вызванной конвективной турбулентностью и силой Кориолиса // *ЖЭТФ*. 1993. Т. 104. С. 4010–4020.
21. *Hendricks E.A., Montgomery M.T., Davis C.A.* The role of “vortical” hot towers in the formation of tropical cyclone Diana (1984) // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2004. Vol. 61. P. 1209–1232.
22. *Reasor P.D., Montgomery M.T., Bosart L.F.* Mesoscale observations of the genesis of Hurricane Dolly (1996) // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2005. Vol. 62, N 9. P. 3151–3171. doi:10.1175/JAS3540.1
23. *Montgomery M.T., Nicholls M.E., Cram T.A., Saunders A.B.* A vortical hot tower route to tropical cyclogenesis // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2006. Vol. 63. P. 355–386. doi:10.1175/JAS3604.1
24. Wikipedia 2021 The Free Encyclopedia. URL: https://en.wikipedia.org/wiki/Hot_tower (дата обращения: 24.04.2022).
25. *Riehl H., Malkus J.S.* On the heat balance in the equatorial trough zone // *Geophysica*. 1958. Vol. 6. P. 503–538.
26. *Houze R.A. Jr., Lee W.C., Bell M.M.* Convective contribution to the genesis of Hurricane Ophelia (2005) // *Monthly Weather Review*. 2009. Vol. 137. P. 2778–2800. doi:10.1175/2009MWR2727.1
27. *Dunkerton T.J., Montgomery M.T., Wang Z.* Tropical cyclogenesis in a tropical wave critical layer: easterly waves // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2009. Vol. 9. P. 5587–5646.
28. *Molinari J., Vollaro D.* Distribution of helicity, CAPE, and shear in tropical cyclones // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2010. Vol. 67. P. 274–284. doi:10.1175/2009JAS3090.1
29. *Houze R.A. Jr.* Clouds in tropical cyclones // *Monthly Weather Review*. 2010. Vol. 138. P. 293–344. doi:10.1175/2009MWR2989.1
30. *Montgomery M.T. et al.* The pre-depression investigation of cloud systems in the tropics (PREDICT) experiment: scientific basis, new analysis tools, and some first results // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2012. Vol. 93. P 153–172. doi:10.1175/BAMS-D-11-00046.1
31. *Moffatt H.-K.* The degree of knottedness of tangled vortex lines // *Journal of Fluid Mechanics*. 1969. Vol. 35. P. 117–129.
32. *Moffatt H.-K.* Helicity and singular structures in fluid dynamics // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2014. Vol. 111, N 10. P. 3663–3670. doi:10.1073/pnas.1400277111
33. National Hurricane Center and Central Pacific Hurricane Center NOAA 2022. URL: <https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/index.php?season=2021&basin=atl> (дата обращения: 24.04.2022).
34. *Rotunno R.* On the evolution of thunderstorm rotation // *Monthly Weather Review*. 1981. Vol. 109. P. 577–586. doi:10.1175/1520-0493(1981)109<0577: OTEOTR>2.0.CO;2
35. *Левина Г.В.* О параметризации спиральной турбулентности для численных моделей интенсивных атмосферных вихрей // *Доклады АН*. 2006. Т. 411, № 3. С. 400–404.
36. *Levina G.V., Burylov I.A.* Numerical simulation of helical-vortex effects in Rayleigh-Bénard convection // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2006. Vol. 13. P. 205–222. doi:10.5194/npg-13-205-2006
37. *Emanuel K.* Tropical cyclones // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2003. Vol. 31. P. 75–104. doi:10.1146/annurev.earth.31.100901.141259
38. *Montgomery M.T., Smith R.K.* Paradigms for tropical cyclone intensification // *Australian Meteorological and Oceanographic Journal*. 2014. Vol. 64. P. 37–66. doi:10.22499/2.6401.005
39. National Hurricane Center and Central Pacific Hurricane Center NOAA 2022. URL: <https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/index.php?season=2020&basin=atl> (дата обращения: 24.04.2022).
40. *Яровая Д.А., Левина Г.В.* Исследование вихревой конвекции квазитропического циклона над Черным морем на основе облачно-разрешающего численного моделирования // Тезисы Всероссийской конференции «Изменения климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования», 26–28 ноября 2019 года. Москва. М: Физматкнига, 2019. 132 с.

References

1. Beven II J.L. Tropical Cyclone Report: Hurricane Pablo. *Miami, Florida: National Hurricane Center*. 27 January 2020. URL: https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL182019_Pablo.pdf (Date of access: 24.04.2022).
2. Emanuel K. 100 years of progress in tropical cyclone research. *Meteorological Monographs*. 2018, 59, 1, 15.1–15.68.
3. Met Office. Miscellaneous Images. Black Sea Vortices. <https://web.archive.org/web/20070109143418/http://www.metoffice.gov.uk/weather/tropicalcyclone/tcimages/Misc/blacksea1.gif> (date of access: 24.04.2022).
4. Met Office. Miscellaneous Images. Black Sea Vortices. <https://web.archive.org/web/20070109143556/http://www.metoffice.gov.uk/weather/tropicalcyclone/tcimages/Misc/blacksea2.gif> (date of access: 24.04.2022).
5. Efimov V.V., Shokurov M.V., Yarovaya D.A. Numerical simulation of a quasi-tropical cyclone over the Black Sea. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2007, 43, 6, 667–686. doi:10.1134/S0001433807060011
6. Efimov V.V., Stanichnyi S.V., Shokurov M.V., Yarovaya D.A. Observation of a quasi-tropical cyclone over the Black Sea. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2008, 33, 4, 233–239. doi:10.3103/S1068373908040067
7. Gismeteo. News. 16 August. URL: https://www.gismeteo.ru/news/weather/poltonny-vody-na-kvadratnyj-metr-v-temrjke-vypala-godovaya-norma-osadkov/?utm_source=gismeteo&utm_medium=rss_feed&utm_campaign=news (date of access: 24.04.2022).
8. Levina G.V. On the path from the turbulent vortex dynamo theory to diagnosis of tropical cyclogenesis. *Open Journal of Fluid Dynamics*. 2018, 8, 86–114. doi:10.4236/ojfd.2018.81008
9. Levina G.V., Montgomery M.T. A first examination of the helical nature of tropical cyclogenesis. *Doklady Earth Sciences*. 2010, 434, 1, 1285–1289.
10. Levina G.V., Montgomery M.T. Numerical diagnosis of tropical cyclogenesis based on a hypothesis of helical self-organization of moist convective atmospheric turbulence. *Doklady Earth Sciences*. 2014, 458, 1, 1143–1148.
11. Levina G.V., Montgomery M.T. When will cyclogenesis commence given a favorable tropical environment? *Procedia IUTAM*. 2015, 17, 59–68.
12. National Hurricane Center and Central Pacific Hurricane Center NOAA 2022; NHC Aircraft Reconnaissance. URL: <https://www.nhc.noaa.gov/recon.php> (date of access: 24.04.2022).
13. Levina G.V. Birth of a hurricane: early detection of large-scale vortex instability. *Journal of Physics: Conference Series*. 2020, 1640, 012023. doi:10.1088/1742-6596/1640/1/012023
14. Levina G.V. How does cyclogenesis commence given a favorable tropical environment? *Environmental Science Proceedings*. 2021, 8, 1:20. doi:10.3390/ecas2021-10320
15. Moiseev S.S., Sagdeev R.Z., Tur A.V., Khomenko G.A., Yanovsky V.V. Theory of the origin of large-scale structures in hydrodynamic turbulence. *Soviet Journal of Experimental and Theoretical Physics*. 1983, 58, 1149–1157.
16. Moiseev S.S., Sagdeev R.Z., Tur A.V., Khomenko G.A., Shukurov A.M. Physical mechanism of amplification of vortex disturbances in the atmosphere. *Soviet Physics Doklady*. 1983, 28, 925–928.
17. Frisch U. Turbulence: The Legacy of A.N. Kolmogorov. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1995. 296 p.
18. Steenbeck M., Krause F., Rädler K.-H. A calculation of the mean electromotive force in an electrically conducting fluid in turbulent motion, under the influence of Coriolis forces. *Zeitschrift für Naturforschung*. 1966, 21A, 369–376.
19. Frisch U., She Z.S., Sulem P.L. Large-scale flow driven by the anisotropic kinetic alpha effect. *Physica D: Nonlinear Phenomena*. 1987, 28, 382–392.
20. Rutkevich P.B. Equation for the rotational instability due to convective turbulence and the Coriolis force. *Journal of Experimental and Theoretical Physics*. 1993, 77, 933–938.
21. Hendricks E.A., Montgomery M.T., Davis C.A. The role of “vortical” hot towers in the formation of tropical cyclone Diana (1984). *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2004, 61, 1209–1232.
22. Reasor P.D., Montgomery M.T., Bosart L.F. Mesoscale observations of the genesis of Hurricane Dolly (1996). *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2005, 62, 3151–3171. doi:10.1175/JAS3540.1
23. Montgomery M.T., Nicholls M.E., Cram T.A., Saunders A.B. A vortical hot tower route to tropical cyclogenesis. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2006, 63, 355–386. doi:10.1175/JAS3604.1
24. Wikipedia 2021 The Free Encyclopedia. URL: https://en.wikipedia.org/wiki/Hot_tower (date of access: 24.04.2022).
25. Riehl H., Malkus J.S. On the heat balance in the equatorial trough zone. *Geophysics*. 1958, 6, 503–538.
26. Houze R.A. Jr., Lee W.C., Bell M.M. Convective contribution to the genesis of Hurricane Ophelia (2005). *Monthly Weather Review*. 2009, 137, 2778–2800. doi:10.1175/2009MWR2727.1
27. Dunkerton T.J., Montgomery M.T., Wang Z. Tropical cyclogenesis in a tropical wave critical layer: easterly waves. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2009, 9, 5587–5646.
28. Molinari J., Vollaro D. Distribution of helicity, CAPE, and shear in tropical cyclones. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2010, 67, 274–284. doi:10.1175/2009JAS3090.1

29. Houze R.A. Jr. Clouds in tropical cyclones. *Monthly Weather Review*. 2010, 138, 293–344. doi:10.1175/2009MWR2989.1
30. Montgomery M.T. et al. The pre-depression investigation of cloud systems in the tropics (PREDICT) experiment: scientific basis, new analysis tools, and some first results. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2012, 93, 153–172. doi:10.1175/BAMS-D-11-00046.1
31. Moffatt H.-K. The degree of knottedness of tangled vortex lines. *Journal of Fluid Mechanics*. 1969, 35, 117–129.
32. Moffatt H.-K. Helicity and singular structures in fluid dynamics. *Proceedings of the National Academy of Sciences. USA*. 2014, 111, 3663–3670. doi:10.1073/pnas.1400277111
33. National Hurricane Center and Central Pacific Hurricane Center NOAA 2022. URL: <https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/index.php?season=2021&basin=atl> (date of access: 24.04.2022).
34. Rotunno R. On the evolution of thunderstorm rotation. *Monthly Weather Review*. 1981, 109, 577–586. doi:10.1175/1520-0493(1981)109<0577: OTEOTR>2.0.CO;2
35. Levina G.V. Parameterization of helical turbulence in numerical models of intense atmospheric vortices. *Doklady Earth Sciences*. 2006, 411A, 1417–1421.
36. Levina G.V., Burylov I.A. Numerical simulation of helical-vortex effects in Rayleigh-Bénard convection. *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2006, 13, 205–222. doi:10.5194/npg-13-205-2006
37. Emanuel K. Tropical cyclones. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2003, 31, 75–104. doi:10.1146/annurev.earth.31.100901.141259
38. Montgomery M.T., Smith R.K. Paradigms for tropical cyclone intensification. *Australian Meteorological and Oceanographic Journal*. 2014, 64, 37–66. doi:10.22499/2.6401.005
39. National Hurricane Center and Central Pacific Hurricane Center NOAA 2022. URL: <https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/index.php?season=2020&basin=atl> (date of access: 24.04.2022).
40. Yarovaya D.A., Levina G.V. Study of vortical convection of the quasi-tropical cyclone over the Black Sea by cloud-resolving numerical modeling. *Abstracts of All-Russian conference: “Climate change: causes, risks, consequences, problems of adaptation and management”*. November 26–28, Moscow, Russia. *Moscow, Fizmatkniga*, 2019. 132 p. (in Russian).

УДК 551.465.45

© Д. Ф. Якшина*, Е. Н. Голубева, 2022

Институт вычислительной математики и математической геофизики Сибирского отделения РАН; пр. Академика Лаврентьева, д. 6, 630090, г. Новосибирск, Россия

*E-mail: iakshina.dina@gmail.com

ИССЛЕДОВАНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ЧУКОТСКОМ МОРЕ И МОРЕ БОФОРТА НА ОСНОВЕ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Статья поступила в редакцию 12.01.2022, после доработки 12.04.2022, принята в печать 06.05.2022

Аннотация

На основе численного моделирования с использованием региональной модели океана и морского льда исследуются климатические изменения в Чукотском море и море Бофорта. Численные эксперименты проводились для временного периода 2000–2019 гг. Данные реанализа атмосферы NCEP/NCAR использовались для определения потоков на поверхности океана и морского льда. Температура, соленость и расход тихоокеанских вод, поступающих в Северный Ледовитый океан, задавались в виде граничных условий на Беринговом проливе. Для проведения экспериментов использовались три типа граничных значений: среднемесячные климатические данные, характерные для 1990–2004 и 2003–2015 гг.; среднемесячные данные измерений в период 2016–2019 гг. Исследовалась чувствительность модели к изменчивости расхода и температуры поступающих тихоокеанских вод, анализировалось влияние на теплосодержание верхнего слоя моря, объем и распределение ледового покрова.

В численных экспериментах моделируется перенос теплых тихоокеанских вод через Чукотский шельф в северном направлении и на шельф моря Бофорта, процесс переноса теплых вод склоновой конвекцией в осенне-зимний период. В последние годы расчета в точках на границе шельфовой и глубоководной областей происходит увеличение амплитуды сезонных колебаний температуры поверхностного слоя и значительное повышение температуры на глубине 100 м. Результаты расчетов демонстрируют увеличение теплосодержания вод и сокращение объема льда в море Бофорта и Чукотском море, вызванное повышением температуры атмосферы. Показано, что повышение температуры и расхода тихоокеанских вод, начавшееся после 2003 года, способствовало дополнительному повышению теплосодержания вод обоих морей, сокращению площади ледового покрова и задержке сроков формирования льда в Чукотском море.

Ключевые слова: климатические изменения, численное моделирование, морской лед, Северный Ледовитый океан, региональная модель океана и морского льда, Чукотское море, море Бофорта, Берингов пролив

© D. F. Iakshina*, E. N. Golubeva, 2022

The Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS; 6, Ac. Lavrentieva ave., Novosibirsk, 630090, Russia

*E-mail: iakshina.dina@gmail.com

RECENT CLIMATIC CHANGE RESEARCH IN THE CHUKCHI AND BEAUFORT SEAS BASED ON NUMERICAL SIMULATION

Received 12.01.2022, Revised 12.04.2022, Accepted 06.05.2022

Abstract

This study analyses climatic changes in the Chukchi Sea and the Beaufort Sea based on numerical modeling using a regional ice-ocean model. Numerical experiments were carried out for the period 2000–2019. NCEP/NCAR reanalysis data were used to determine the ocean and sea ice surface fluxes. The temperature, salinity, and transport of Pacific waters entering the Arctic Ocean were specified as boundary conditions in the Bering Strait. Three types of boundary values were used for the experiments: a) monthly average climate data averaged over the period 1990–2003; b) monthly average climate data averaged over the period 2003–2015; c) average monthly measurement data since 2016 to 2019. The sensitivity of the model to the variability of the transport and temperature of the incoming Pacific waters was studied, and the effect on the ocean heat content, the volume and sea ice extent was analyzed.

Ссылка для цитирования: Якшина Д.Ф., Голубева Е.Н. Исследование климатических изменений в Чукотском море и море Бофорта на основе численного моделирования // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 2. С. 60–75. doi:10.48612/fpg/zkvg-71uu-xk44

For citation: Iakshina D.F., Golubeva E.N. Recent Climatic Change Research in the Chukchi and Beaufort Seas Based on Numerical Simulation. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 2, 60–75. doi:10.48612/fpg/zkvg-71uu-xk44

Numerical experiments simulate the transport of warm Pacific water across the Chukchi shelf in the north direction and onto the Beaufort Sea shelf, the process of warm water sinking on the continental slope in the autumn-winter period. In recent years, at the points on the boundary of the shelf and deep-water areas, the amplitude of seasonal temperature fluctuations in the surface layer increases and the temperature rises significantly at a depth of 100 m.

The simulation results demonstrate an increase in the ocean heat content and decrease in the ice volume in the Beaufort and Chukchi Seas, caused by an increase in atmospheric temperature. We also showed that the increase in temperature and transport of the Pacific water, which began after 2003, contributed to an additional increase in the ocean heat content of both seas, a reduction in the ice cover area, and a delay in the ice formation in the Chukchi Sea.

Keywords: climate change, numerical modeling, sea ice, Arctic Ocean, ocean-ice numerical model, Chukchi Sea, Beaufort Sea, Bering Strait

1. Введение

Одним из основных физических механизмов, формирующим состояние гидрологического режима Северного Ледовитого океана, является его взаимодействие с водами Атлантического и Тихого океанов [1]. Тихоокеанские воды поступают в Северный Ледовитый океан через относительно узкий (~85 км) и мелководный (~50 м) Берингов пролив за счет перепада уровня между океанами [2–4]. Тихоокеанские воды являются для Северного Ледовитого океана одним из источников тепла, пресной воды [5] и биогенных элементов [6].

Проходя через шельф Чукотского моря в виде поверхностного течения, тихоокеанские воды в летний период прогреваются, а также трансформируются за счёт обмена с атмосферой и процессов перемешивания с шельфовыми водами. Распространяясь далее на север, они заглубляются, поскольку имеют более высокую солёность по сравнению с поверхностными водами океана. Затем они распространяются системой течений глубинной части бассейна в слое 50–150 м [7], отдавая тепло соседним слоям и способствуя повышению температуры поверхностного слоя. Холодные тихоокеанские воды зимнего периода поддерживают состояние холодного арктического галоклина [8].

Данные наблюдений показывают, что перенос тихоокеанских вод в глубоководную часть арктического бассейна осуществляется течениями, на траекторию которых оказывают влияние ледовая обстановка, ветровое воздействие и топография дна [9]. Из работы [10] следует, что антициклонический круговорот моря Бофорта и генерация мезомасштабных вихрей в районах подводных каньонов ослабляют циклоническое пограничное течение и способствуют перемещению тихоокеанских вод во внутренний галоклин Канадского бассейна. Значительная роль в этом отводится мезомасштабным вихрям на материковом склоне моря Бофорта [11, 12]. Кроме того, в работе [13] было показано, что там, где тихоокеанские воды находятся на поверхности, экмановская конвергенция может приводить к погружению вод и последующему переносу в круговороте Бофорта. Подробное обсуждение возможных механизмов переноса тихоокеанских вод в глубоководные районы Арктического бассейна приводится в работе [14].

Тепло, переносимое водами, поступающими через Берингов пролив, оказывает наибольшее влияние на сезонное таяние морского льда в районе Чукотского моря [15, 16]. В работе [17] было показано, что дата отступления ледового покрытия в Чукотском море на 80 % коррелирует с притоком тепла в Берингов пролив с апреля по июнь. Объем поступающей в Арктику тихоокеанской воды через Берингов пролив составляет 0,8–1,2 Св (1 Св = 10^6 м³/с) с теплосодержанием 12 ТВт. [18]. В работах [18, 19] на основе анализа данных наблюдений показано, что в последние десятилетия расход увеличился на ~0,01 Св/год с 1990 по 2019 г., что оказало влияние на термохалинную структуру Чукотского моря и способствовало интенсификации таяния морского льда [17]. В работе [20] показано, что в одной из основных структур Арктического бассейна, круговороте Бофорта, за последние три десятилетия (1987–2017 гг.) произошло увеличение теплосодержания (относительно температуры замерзания) галоклина почти в два раза. Потепление галоклина авторы работы связывают с аномальным солнечным прогревом поверхностных вод на севере Чукотского моря, где поглощение солнечного тепла в летний период увеличилось в пять раз [20], главным образом за счет исчезновения ледового покрова. Оценки солнечного тепла, накопленного поверхностными водами, и скорости погружения этих вод соответствуют наблюдаемому потеплению галоклина. Авторы работы ставят вопрос, будет ли возможный дальнейший рост поглощения тепла на шельфе Чукотского моря влиять на увеличение теплосодержания и скорость роста и таяния льда в море Бофорта.

В настоящей работе на основе трехмерной численной модели океана и морского льда исследуется чувствительность океанических и ледовых характеристик Чукотского моря и моря Бофорта к повышению

температуры и интенсивности поступления тихоокеанских вод. Моделируется процесс переноса тепла, формирующегося в придонных слоях Чукотского шельфа, вдоль материкового склона. Анализируется временная изменчивость объема льда и теплосодержания моря Бофорта и Чукотского моря как реакции на изменение характеристик тихоокеанских вод в Беринговом проливе.

2. Материалы и методы

2.1. Численная модель

Для проведения исследования использовалась численная модель океан-лед SIBCIOM (Siberian Coupled Ice-Ocean Model), разработанная в ИВМиМГ СО РАН. Океаническая часть подробно представлена в работах [21, 22]. Уравнения, представляющие законы сохранения тепла, соли и количества движения, записаны в ортогональной криволинейной системе координат и физической z -вертикальной системе координат с использованием приближений Буссинеска и гидростатики. Численные алгоритмы предполагают использование явных и полунейных схем. Численная схема для операторов переноса построена на основе использования схемы третьего порядка QUICKEST [23] и ее многомерной реализации COSMIC [24]. При проведении численных экспериментов коэффициенты диффузии в уравнениях переноса тепла и соли равнялись нулю, что оставляло в модели только схемную диффузию.

Некоторые физические процессы, не описываемые в рамках сеточного разрешения модели, включены в качестве параметризаций, в частности используются параметризации вертикального конвективного и турбулентного перемешивания [25] и склоновой конвекции [26].

В качестве ледового блока используется упруго-вязко-пластичная модель морского льда CICE-3 [27].

Для проведения численных экспериментов рассматривается область Северного Ледовитого океана и северная и экваториальная часть Атлантического океана, начиная с 20° ю.ш. Для численной аппроксимации уравнений используется трехполярная сетка [28]. Узлы численной сетки в области Северного Ледовитого океана находятся на расстоянии 10–25 км. Вертикальное разбиение составляют 38 горизонтальных уровней со сгущением у поверхности, где разрешение равно 2,5 м. В область моделирования включены наиболее значимые проливы внутри Канадского архипелага. Минимальная глубина шельфовой зоны задана равной 12,5 м.

На «твердых» боковых границах задавались условия прилипания для скорости и условия отсутствия потоков тепла и соли. «Жидкая» граница включала: 1) Берингов пролив с заданным расходом баротропного течения и значениями температуры и солёности; 2) области притока рек, где также задавался расход, нулевая солёность и температура, равная температуре прилегающей океанической области; 3) южную границу на 20° ю.ш., где задавался сброс массы, поступившей в бассейн через Берингов пролив и из рек. Условия на этой границе допускают свободную адвекцию за пределы моделируемой области в том случае, когда скорость направлена из области. Если же скорость на границе направлена в область, то использовались данные климатического распределения.

2.2. Постановка численных экспериментов. Граничные условия в Беринговом проливе

Данные реанализа NCEP/NCAR [29], включающие приземную температуру, влажность, давление на уровне моря, интенсивность осадков, потоки нисходящей длинноволновой и коротковолновой радиации, а также скорость ветра в приземном слое, используются для формирования потоков на поверхности океана и морского льда. В качестве начального распределения для океанических и ледовых полей использовались результаты для 2000 г. из предыдущих расчетов, проведенных с 1948 г. [30].

В настоящей работе оценка вклада обозначенных изменений в поступлении тепла через Берингов пролив в изменение состояния вод и морского льда Чукотского моря и моря Бофорта опирается на численные эксперименты, проведенные для временного периода 2000–2019 гг. с использованием трех видов граничных значений. На рис. 1 представлены используемые значения придонной и поверхностной температуры и расхода вод в Беринговом проливе. Проведенные численные эксперименты представлены в табл. 1.

В первом эксперименте, далее BS-20 (Bering Strait, 20 century), для всего периода моделирования 2000–2019 гг. в качестве граничных условий на Беринговом проливе используются климатические данные, рекомендованные в работе [31] для использования в региональных моделях Северного Ледовитого океана. Среднемесячные значения расхода, придонной температуры и солёности вод, осредненные по временному периоду 1990–2004 гг., получены на основе обработки измерений на глубине 45 м примерно в 35 км к северу от Берингова пролива. В работе [31] отмечается, что результаты измерения в поверхностном слое

Таблица 1
Table 1

Информация о численных экспериментах
Numerical experiments information

Код эксперимента	Граничные условия в Беринговом проливе	Начальные условия	Период моделирования
BS-20	Климатические данные 1990–2004 гг. [31]	Расчетные океанические и ледовые поля для 2000 г. [30]	2000–2019 гг.
BS-21	2000–2003 гг. — климатические данные [31], 2004–2019 гг. — климатические данные [18]	Расчетные океанические и ледовые поля для 2000 г. [30]	2000–2019 гг.
BS-obs	Данные измерений 2016–2019 гг. [19, 32]	Расчетные океанические и ледовые поля BS-21 для 2016 г.	2016–2019 гг.

имеются в небольшом количестве, имеющиеся данные говорят о том, что в зимний период поток является однородным. В летний период предполагалось, что в поверхностном слое температура выше придонной на 1–2 °С. В численном эксперименте поступающий поток являлся однородным. На графике (рис. 1) значения температуры и расхода вод из этого массива представлены черной линией.

В работе [18], в связи с изменившимися характеристиками вод, поступающих через Берингов пролив, было рекомендовано использовать новые граничные условия в численных экспериментах, моделирующих период 2003–2015 гг. Расход течения в новых данных выше на 0,23 Св, среднегодовая температура выше на 0,35 °С, максимальное отклонение в новых данных достигает 5 °С. Этот массив был использован во втором эксперименте, далее BS-21 (Bering Strait, 21 century) в качестве граничных условий для периода моделирования 2004–2019 гг. Для периода 2000–2003 гг. эксперимент BS-21 идентичен эксперименту BS-20. На графике (рис. 1) данные по придонной и поверхностной температуре и расходу течения из этого массива представлены синей линией.

Рекомендованные значения океанических характеристик на Беринговом проливе [31, 18] являются осреднением данных измерений за продолжительный временной период и не отражают короткопериодные колебания в состоянии поступающих тихоокеанских вод. Анализируя ежедневные данные наблюдений [32] в Беринговом проливе, мы подготовили среднемесячные значения поверхностной температуры, в которых нашли отражение процессы аномального потепления вод северных районов Тихого океана в 2016–2019, известные как морские волны тепла [33]. Эти данные поверхностной температуры, наряду с новыми данными измерений придонной температуры и расхода в Беринговом проливе [19], были использованы в виде граничных условий для третьего численного эксперимента BS-obs. На графике (рис. 1) эти данные представлены линиями красных и желтых оттенков. В основном эти данные превышают климатические значения, используемые в BS-20 и BS-21.

3. Результаты

3.1. Результаты численного моделирования. Климатические граничные условия на Беринговом проливе

В результате численных экспериментов, основанных на модели океана и морского льда, получены поля океанических и ледовых характеристик. Два численных эксперимента BS-20 и BS-21, отличающихся среднемесячными значениями характеристик тихоокеанских вод, проводились на одинаковом временном периоде 2000–2019 гг. Поле течений верхнего слоя океана, полученное в результате этих численных экспериментов (рис. 2), показывает перенос вод от Берингова пролива на шельф Чукотского моря. Распространяясь далее в глубоководную часть океана, они включаются в систему циркуляции вод преимущественно антициклонического типа, характерного для настоящего периода с начала 2000-х гг.

Среднемесячные значения расчетных полей позволяют выявить сезонную и межгодовую изменчивость вод региона. На рис. 3 показаны среднемесячные поля температуры на выбранных горизонтах 10, 50 и 100 м в отдельные периоды 2012–2013 гг. На основе представленного распределения можно проследить перенос теплых вод, сформировавшихся на шельфе Чукотского моря в летний период, в глубоководные районы, в частности, в море Бофорта.

Верхняя панель рис. 3 показывает среднемесячные поля температуры, полученные для сентября 2012 г. Прогретые за летний период воды сосредоточены в верхнем 50-метровом слое на шельфе Чукотского моря,

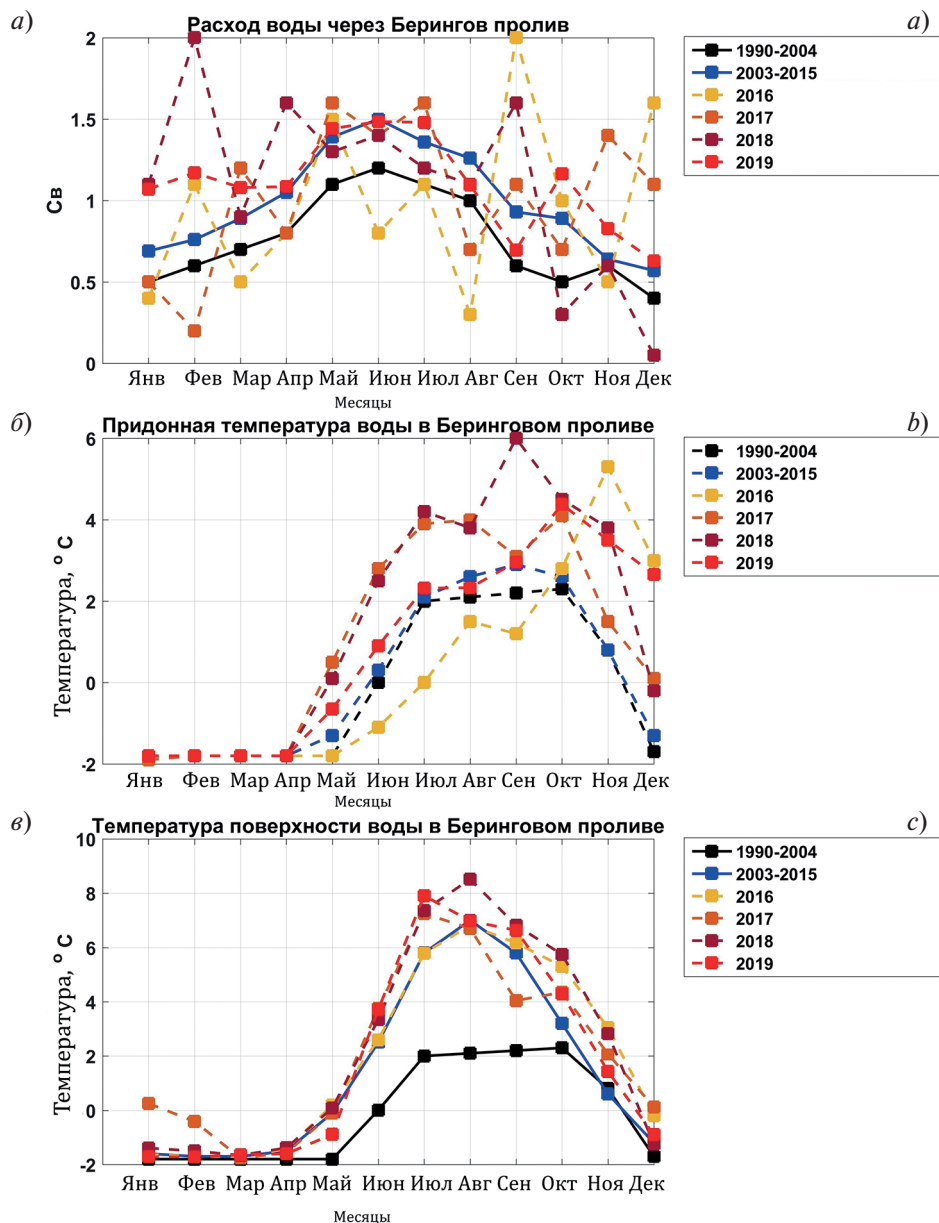


Рис. 1. Данные, используемые для восстановления расхода (а), придонной температуры (б) и поверхностной температуры (в) в Беринговом проливе при численном моделировании. График составлен на основе данных, опубликованных в работах [31, 18, 19, 32]

Fig. 1. Volume transport (a), bottom (b) and surface (c) temperature in the Bering Strait used in numerical simulations. The graph is based on data published in works [31, 18, 19, 32]

максимальные значения сосредоточены в поверхностном слое и области прохождения Аляскинского течения. Осенне-зимнее охлаждение поверхностного слоя (рисунок для декабря 2012 г., 10 м) сопровождается интенсивным перемешиванием и переносом тепла в придонный слой шельфовой зоны. В распределении температуры на глубинах 50 и 100 м для декабря 2012 г. видно расширение области, занятой положительными значениями, и распространение тепла вдоль материкового склона за счет склоновой конвекции, параметризация которой включена в океаническую модель [24]. Дальнейшее распространение теплого сигнала на глубинах 100–150 м обусловлено циркуляцией вод. В поле температуры на 100 м для апреля 2013 г. на рис. 3 видна тенденция к переносу тепла в море Бофорта. Ситуация 2012–2013 гг., показанная на рис. 2, не является единичным случаем. Спуск теплых вод вдоль материкового склона показан также на вертикальном сечении (рис. 4).

На рис. 5, а представлены графики сезонной изменчивости температуры в поверхностном и придонном слое в одной из точек области, в которой происходит перенос тепла из шельфовых районов в глубоководную

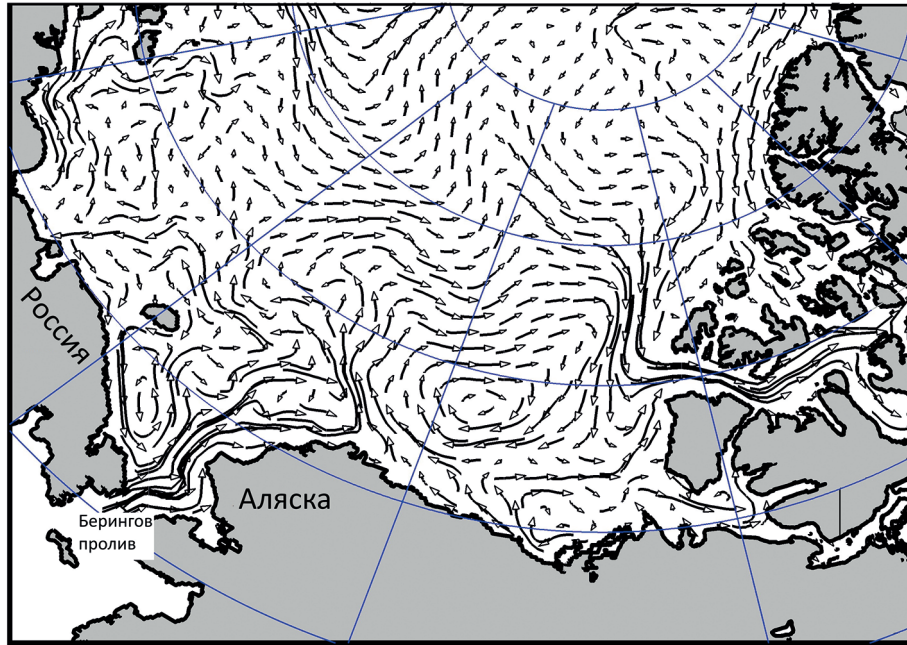


Рис. 2. Поле течений в летний период в поверхностном 10-метровом слое, полученное в результате численных экспериментов

Fig. 2. 10-meter surface layer summer velocity obtained as a result of numerical experiments

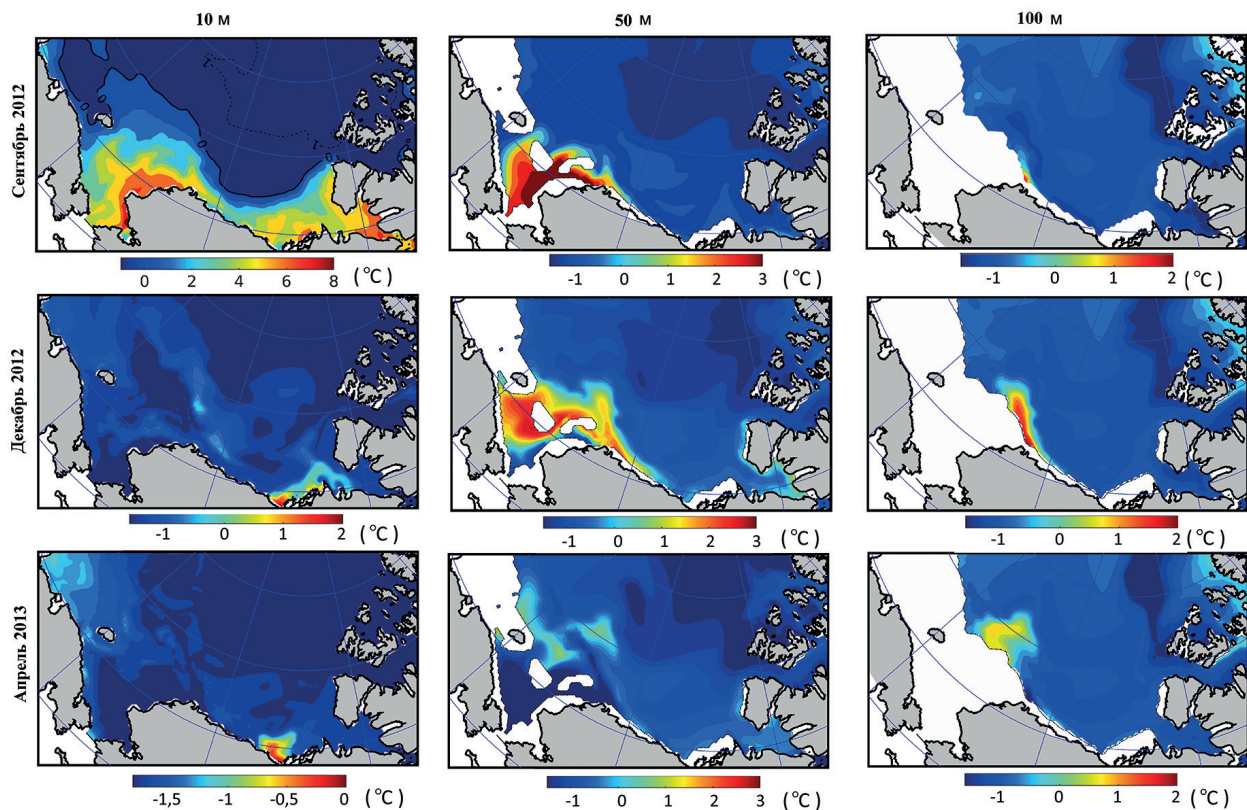


Рис. 3. Распределение модельных полей температуры (°C) в Чукотском море и море Бофорта для сентября, декабря 2012 и апреля 2013 г. на глубинах 10, 50 и 100 м. Результат расчета эксперимента BS-21

Fig. 3. Model temperature (°C) at the depths of 10 m, 50 m, and 100 m of the Chukchi and Beaufort Seas for September, December 2012, and April 2013. Result of the experiment BS-21

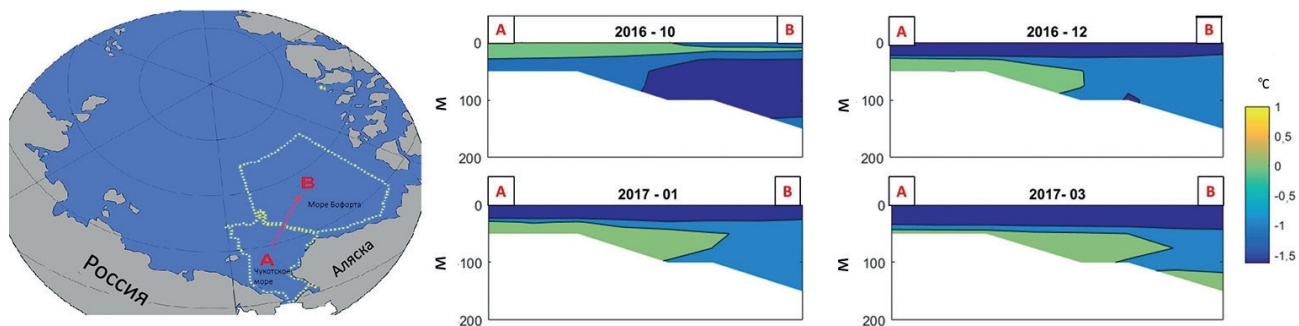


Рис. 4. Температура на вертикальном сечении АВ. Погружение теплых вод по материковому склону с октября 2016 по март 2017 г. в численном эксперименте BS-21

Fig. 4. Temperature at vertical section AB. The spreading of warm waters along the continental slope from October 2016 to March 2017 in numerical experiment BS-21

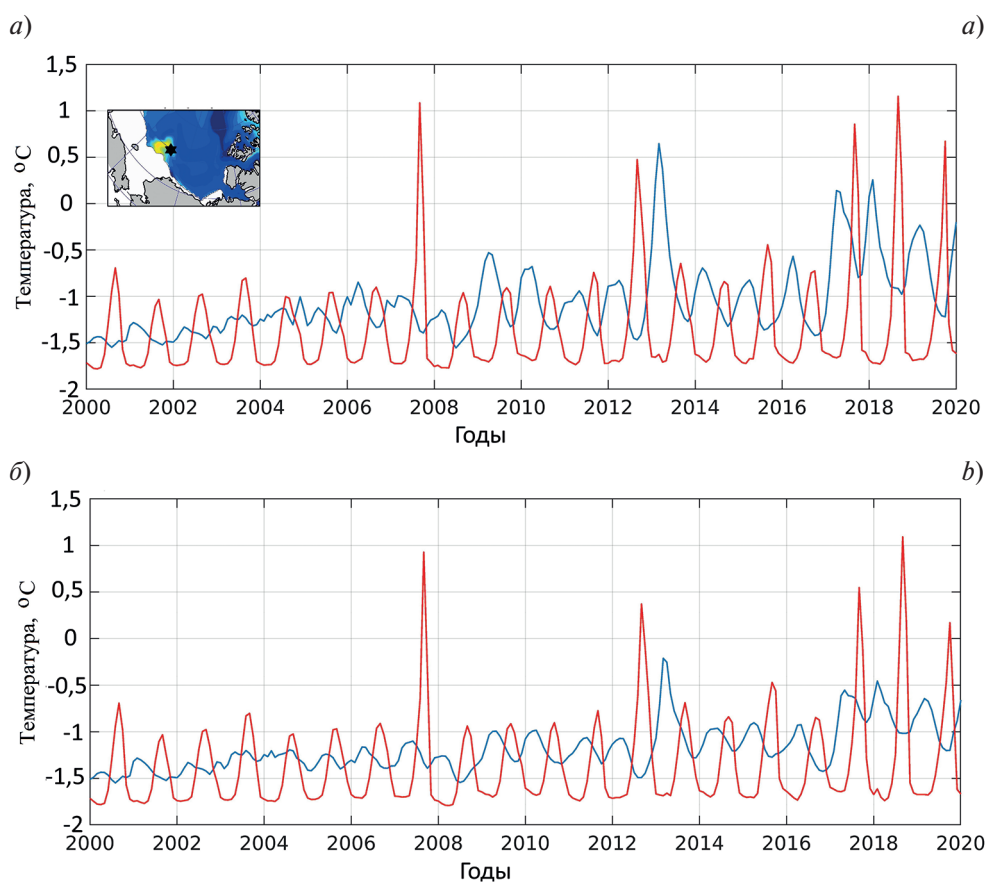


Рис. 5. Изменение температуры на поверхности (красная линия) и на глубине 100 м (синяя линия) в точке, обозначенной черной звездочкой на вставке: *a* — в эксперименте BS-21; *б* — в эксперименте BS-20

Fig. 5. Change in surface temperature (red line) and temperature in 100 m (blue line) at the point indicated by a black asterisk on the inset: *a* — in the BS-21 experiment, *b* — in the BS-20 experiment

часть. На графиках выделяются максимальные значения в поверхностном слое летом 2007 и 2012 г., что соответствует зарегистрированным на основе данных наблюдений минимальным значениям площади ледового покрова Северного Ледовитого океана. Изменение температуры в придонном слое подтверждает сделанное выше заключение о переносе тепла в осенне-зимний период из прилежащих регионов. В послед-

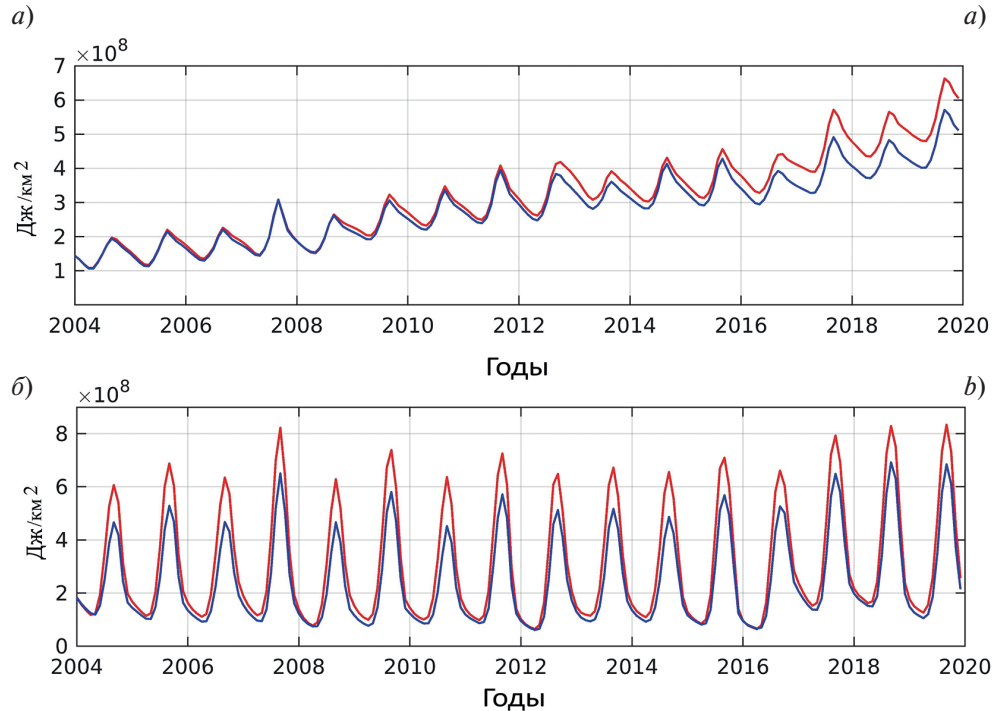


Рис. 6. Изменение среднего теплосодержания (Дж/км²) в верхнем 150 м слое в море Бофорта (а) и Чукотском море (б) по результатам экспериментов BS-20, BS-21. Красная линия соответствует результатам эксперимента BS-21, синяя линия — BS-20

Fig. 6. Average heat content change (J/км²) in the upper 150m layer in the Beaufort Sea (a) and the Chukchi Sea (b) based on the results of experiments BS-20, BS-21. The red line corresponds to the results of the BS-21 experiment, the blue line — BS-20

ние годы расчета представленное распределение показывает увеличение амплитуды сезонных колебаний температуры поверхностного слоя и значительное повышение температуры на глубине 100 м.

Для анализа вклада тихоокеанских вод в повышение температуры в промежуточном слое глубоководной части Чукотского моря и моря Бофорта мы провели сравнение результатов BS-21 с результатами численного эксперимента BS-20, где в Беринговом проливе использовались значения из ранее рекомендованной климатологии, приемлемой до 2003 г. [31]. Сезонный ход и межгодовая изменчивость температуры в выделенной ранее точке представлена на рис. 5, б. Сравнение графиков для двух экспериментов показывает, что в эксперименте BS-21 с учетом новой климатологии значения температуры больше, чем в эксперименте BS-20. Более того, по сравнению с изменениями, произошедшими в поверхностном слое, изменение температуры в выделенной точке на глубине 100 м более чувствительно к изменению гидрологических характеристик в Беринговом проливе.

Оценка изменения теплосодержания вод на единицу площади в морях Бофорта и Чукотском за моделируемый период проводилась на основе вертикального интегрирования по глубине в верхнем 150-метровом слое отклонения потенциальной температуры от температуры замерзания

$$Q = \int_0^{\min(h(x,y), 150)} \rho c_p (T - T_{ref}) dz. \quad (1)$$

Здесь $c_p = 3996$ Дж/(кг К) — удельная теплоемкость морской воды, $\rho = 1025$ кг/м³ — средняя плотность морской воды, T — температура воды, T_{ref} — температура замерзания, определяемая с учетом солёности морской воды. На рис. 6 представлен график изменения теплосодержания для экспериментов BS-20 и BS-21, показывающий, что в дополнение к поступлению тепла в океан за счет летнего нагрева и сокращения площади и площади морского льда, влияние более интенсивного поступления тихоокеанских вод приводит к повышению теплосодержания в Чукотском море и море Бофорта.

Разница в теплосодержании увеличивается с течением времени, в 2004 г. составляет 10^7 Дж/км² и к 2019 г. достигает значения 10^8 Дж/км². В Чукотском море сезонные колебания теплосодержания

выражены сильнее и проявляются уже в первые годы расчета. По результатам эксперимента BS-21 в летний период получено увеличение теплосодержания на в среднем на $1,2 \cdot 10^8$ Дж/км² в Чукотском море по сравнению с экспериментом BS-20. Близкое расположение к Берингову проливу способствует раннему таянию льда, более позднему замерзанию, в результате чего количество безледных дней увеличивается и происходит поглощение солнечной радиации, что в свою очередь еще больше увеличивает теплосодержание в летний период. В зимний период теплосодержание резко падает, отсутствует тренд в накоплении тепла, характерный для моря Бофорта. В последние три года расчета заметно повышение как летних, так и зимних значений.

3.2. Анализ потока тепла, поступающего в Берингов пролив в численных экспериментах

Значения температуры и расхода вод, используемые в численных экспериментах, позволяют определить поступающий через Берингов пролив поток тепла F_B .

$$F_B = \rho \cdot c_p \cdot v_T \cdot (T - T_{ref}). \quad (2)$$

В дополнение к обозначениям для формулы (1) здесь используется обозначение v_T (м³/с) расхода воды через пролив. На рис. 7 представлены графики изменчивости по времени ежемесячных значений потока тепла в период 2016–2019 гг. для трех экспериментов. Осреднение по времени за 4 года показало, что в данных, используемых для эксперимента BS-21, поток тепла поступает в среднем больше на $1,7 \cdot 10^{20}$ Дж/год, чем в эксперименте BS-20 (рис. 7).

Аналогичный расчет показывает, что для эксперимента BS-obs, в среднем, увеличение потока тепла через Берингов пролив составит $1,257 \cdot 10^{20}$ Дж/год по сравнению с BS-21 (рис. 7). Для оценки возможного влияния поступившего за год тепла на ледовый покров рассмотрим соотношение

$$Q = \rho_{ice} \cdot S \cdot h \cdot c, \quad (3)$$

где $Q = 1,25 \cdot 10^{20}$ Дж, $\rho_{ice} = 918$ кг/м³ — плотность морского льда, $c = 332$ кДж/кг — удельная теплота плавления льда, S — площадь ледового покрытия, h — толщина льда. Предполагая толщину льда равной одному метру, мы получим площадь ледового покрова $S = 4,1 \cdot 10^5$ км². Для сравнения, в 1996 г. ледовое покрытие в Арктике составляло $\sim 8 \cdot 10^6$ км², а в аномально теплый 2012 год — $\sim 3 \cdot 10^6$ км² [34]. Следовательно, дополнительное тепло, поступившее в Северный Ледовитый океан через Берингов пролив в период 2016–2019 гг., потенциально способно растопить ледовый покров толщиной 1 м, соизмеримый с 1/7 частью его площади в Северном Ледовитом океане в границах 2012 года.

3.3. Влияние изменений в Беринговом проливе на ледовый покров.

Сравнение результатов экспериментов BS-20 и BS-21

Изменение теплосодержания вод не могло не отразиться на состоянии ледового покрова рассматриваемого региона. Результаты численного моделирования отражают тенденцию к снижению среднегодового объ-

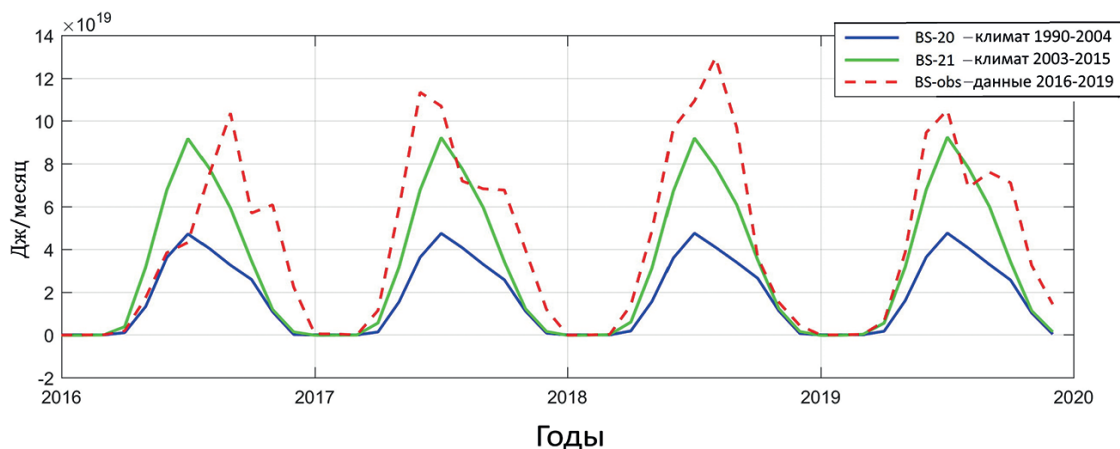


Рис. 7. Изменение по времени потока тепла, поступающего через Берингов пролив, в экспериментах BS-20, BS-21, BS-obs

Fig. 7. Change in heat flux entering through the Bering Strait in the BS-20, BS-21, and BS-obs experiments

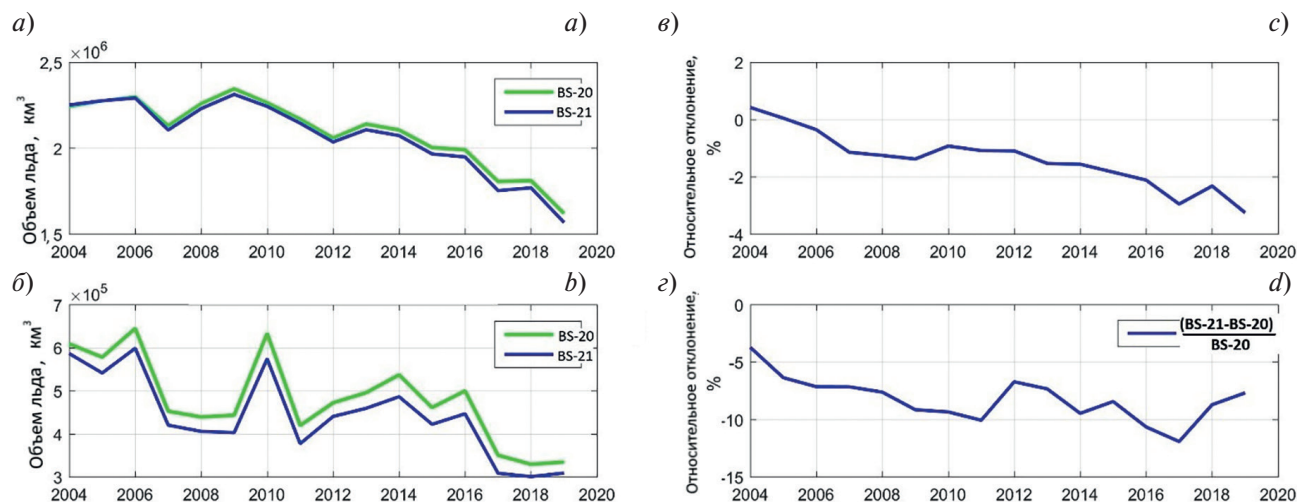


Рис. 8. Среднегодовой объем льда для результатов экспериментов BS-20, BS-21: *a* — в море Бофорта; *б* — в Чукотском море; относительное отклонение объема льда для BS-21 от BS-20 $\frac{V_{BS-21} - V_{BS-20}}{V_{BS-20}}$: *в* — в море Бофорта; *г* — в Чукотском море

Fig. 8. Annual ice volume for the results of experiments BS-20, BS-21: *a* — in the Beaufort Sea; *b* — and the Chukchi Sea; deviation of ice volume for BS-21 from BS-20 $\frac{V_{BS-21} - V_{BS-20}}{V_{BS-20}}$: *c* — in the Beaufort Sea; *d* — in the Chukchi Sea

ема морского льда для моря Бофорта и для Чукотского моря на протяжении всего периода 2004–2019 гг. в результатах обоих экспериментов BS-20 и BS-21 (рис. 8). Небольшое сокращение объема льда получено в BS-21 по сравнению с BS-20. Относительная разница в значениях объема льда для BS-21 к BS-20 составляет для моря Бофорта до 4%. В Чукотском море различия более заметны, и эта величина достигает 12% для 2017 г.

Различия в положении кромки льда, определяемой по 25% концентрации льда для BS-20 и BS-21 показаны на рис. 9 для пяти месяцев 2019 г. Представленные поля показывают, меньшую площадь ледового покрова для BS-21. Основные изменения происходят в Чукотском море и в той части моря Бофорта которая граничит с Чукотским морем. Воды Берингова пролива именно здесь имеют большее влияние на ледовый покров. Следует заметить, что несмотря на полученный отклик в состоянии ледового покрова в эксперименте BS-21, в результатах модельных полей не получилось запаздывание в формировании ледового покрова в Беринговом проливе и прилегающей акватории Чукотского моря, известное из данных наблюдений [34].

3.4. Граничные условия в Беринговом проливе в 2016–2019 гг. Эксперимент BS-obs

Предыдущие эксперименты использовали среднемесячные климатические значения океанических характеристик на Беринговом проливе. Выше было получено, что дополнительный поток тепла, рассчитанный на основе разности климатических условий и среднемесячных значений 2016–2019 гг., способен растопить довольно значительный объем льда. Очевидно, что не все поступившее тепло будет реализовано на таяние льда. Целью численного эксперимента BS-obs было исследование чувствительности модельных полей к поступлению через Берингов пролив в течение нескольких лет аномально теплых вод, учитываемых в модели в виде значений океанологических характеристик, полученных на основе данных наблюдений [19, 32].

В данных измерений 2016–2019 гг. [19, 32] температура поступающих вод, в основном, выше, чем в климатических данных, используемых в BS-20 и BS-21 (рис. 1). Исключение составляет 2016 г.: температура в Беринговом проливе с мая по сентябрь была ниже климатических значений, и только к ноябрю-декабрю стала превышать их, превышение составило 4–5 °C. В течение 2017–2019 гг. тенденция к превышению климатических значений температуры сохранилась. Сравнение результатов численных экспериментов BS-21 и BS-obs для Чукотского моря показало, что изменение в среднегодовом объеме льда для BS-obs и BS-21 менее выражено, чем при сравнении BS-21 с BS-20, и не превышает 5%. В отдельные периоды разница

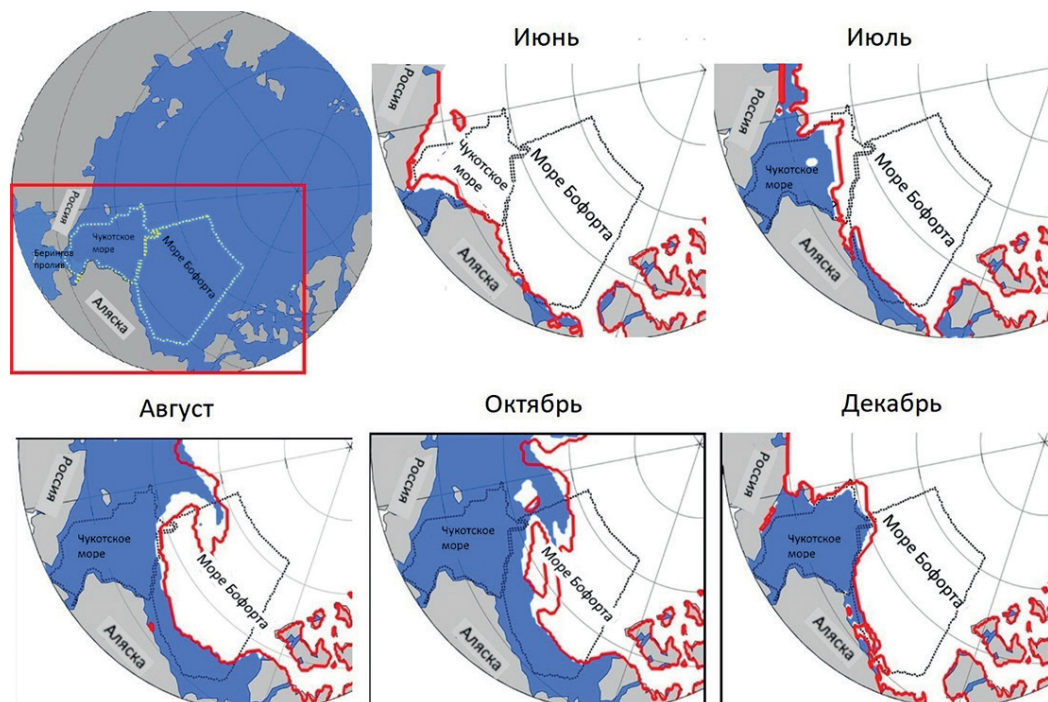


Рис. 9. Распределение ледового покрова для нескольких месяцев 2019 г для экспериментов BS-20, BS-21. Белым цветом показано распределение ледового покрова для результатов экспериментов BS-20. Красная линия показывает границу ледового покрова для результатов эксперимента BS-21

Fig. 9. Ice cover for several months of 2019 obtained from the BS-20 and BS-21 experiments. The distribution of ice cover for the results of the BS-20 experiment is shown in white. The red line shows the ice cover boundary for the results of the BS-21 experiment

возрастает, так в декабре 2016 разница составляет 10 %, в декабре 2017—20 %, в декабре 2018—10 %, в декабре 2019—12 %. Разница в теплосодержании морей по результатам эксперимента BS-obs составляет около 1 % по сравнению с экспериментом BS-21.

Сравнение пространственного распределения полученных полей концентрации льда, представленное на рис. 10, показывает, что в декабре 2017 в эксперименте BS-obs область Берингова пролива и мелководная часть Чукотского моря оставались свободными ото льда. Это отличает полученное распределение от эксперимента BS-21 и больше соответствует данным наблюдений [34].

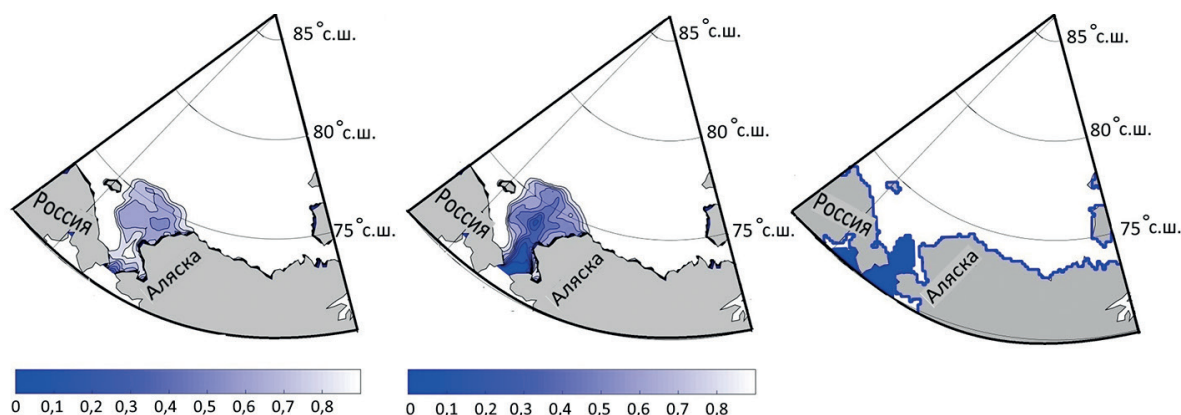


Рис. 10. Концентрация ледового покрова для декабря 2017 г., полученная по результатам экспериментов BS-21 (слева), BS-obs (центр). Линия границы льда для декабря 2017 г., построенная по данным спутниковых наблюдений NSIDC [34] (справа)

Fig. 10. Ice cover concentration for December 2017 obtained from the experiments BS-21 (left), BS-obs (center). Ice boundary for December 2017 according to NSIDC satellite observations [34] (right)

4. Обсуждение

Наши предыдущие исследования анализируют изменчивость циркуляции водных масс, термохалинной структуры вод и ледового покрова Северного Ледовитого океана как реакцию на изменение состояния атмосферы на основе численного моделирования. В работах [30, 35, 36] исследовалась изменчивость траектории поступающих в Северный Ледовитый океан атлантических и тихоокеанских вод, вызванная вариациями атмосферной динамики, было показано влияние тихоокеанских и атлантических вод на распределение и толщину арктического льда. В настоящем исследовании акцент делается на анализе чувствительности численной модели к увеличению потока и температуры тихоокеанских вод, поступающих на шельф Чукотского моря, известных из анализа данных наблюдений [31, 18, 32, 19].

Два численных эксперимента, проведенные с использованием климатических данных на Беринговом проливе, характерных для 1990–2004 гг. и 2003–2015 гг., моделируют сезонную и межгодовую изменчивость океанических и ледовых полей. Результаты моделирования показывают, что система поверхностных течений способствует переносу теплых тихоокеанских вод через шельф Чукотского моря в северном направлении и на шельф моря Бофорта. Перенос тепла на материковый склон происходит в осенне-зимний период вдоль подводных каньонов из прилежащих регионов и воспроизводится в рамках сеточного разрешения модели и используемых параметризаций, в частности параметризации склоновой конвекции. Этот перенос согласуется с работой [10], из которой следует, что антициклонический круговорот моря Бофорта и генерация мезомасштабных вихрей в районах подводных каньонов ослабляют циклоническое пограничное течение и способствуют перемещению тихоокеанских вод во внутренний галоклин Канадского бассейна. В последние годы расчета в точках, находящихся границе шельфовой и глубоководной областей, происходит увеличение амплитуды сезонных колебаний температуры поверхностного слоя и значительное повышение температуры на глубине 100 м. Этот процесс характерен для обоих экспериментов, однако на глубине 100 м отчетливо выражены последствия повышения температуры вод на Беринговом проливе.

В работе [20] увеличение теплосодержания в море Бофорта авторы связывают с аномальным солнечным прогревом поверхностных вод на севере Чукотского моря за счет исчезновения ледового покрова. Наши результаты согласуются с этим исследованием. Изменения теплосодержания Чукотского моря в численных экспериментах показывают значительные сезонные вариации с амплитудой в среднем $4 \cdot 10^8$ Дж/км² в эксперименте с граничными данными 1990–2004 гг. и $5,2 \cdot 10^8$ Дж/км² в эксперименте с граничными данными 2003–2015 гг. Чувствительность теплосодержания вод к повышению поступающего потока тепла на Беринговом проливе проявляется в первые годы расчета и наиболее выражена в летний сезон. В последние три года расчета численная модель показывает повышение как летних, так и зимних значений. В отличие от Чукотского моря, изменение теплосодержания верхнего слоя 150-метрового слоя моря Бофорта показывает общий тренд на повышение, начиная с 2007 г. Последствия повышения потока тепла на Беринговом проливе проявляются постепенно с явно выраженным накопительным эффектом как в летний, так и зимний сезон. Разность в значениях теплосодержания к 2019 г. достигает значения 10^8 Дж/км².

Общий характер изменения теплосодержания вод и объема льда в исследуемой области в двух экспериментах с климатическими данными на Беринговом проливе показывает, что происходящие изменения вызваны процессами в состоянии атмосферы арктического региона. Тем не менее, в результате работы показано, что тихоокеанские воды, поступающие в Арктический бассейн через Берингов пролив, и в 2003–2015 гг. увеличившие свою температуру и расход по сравнению с периодом 1990–2004 гг., способствуют увеличению теплосодержания верхнего слоя, а также сокращению площади льда в море Бофорта и Чукотском море. Основные изменения в концентрации льда происходят в Чукотском море и в той части моря Бофорта которая граничит с Чукотским морем. Воды Берингова пролива именно здесь имеют большее влияние на ледовый покров. Влияние изменения характеристик тихоокеанских вод на таяние морского льда в Чукотском море подтверждается в работах [15–17] на основе анализа данных наблюдений.

В летний период 2016–2019 гг. северо-восточная часть Тихого океана характеризовалась экстремально теплым состоянием океана, что привело к образованию дополнительного потока тепла, поступающего в Северный Ледовитый океан через Берингов пролив и превышающего климатические значения, в среднем на $1,25 \cdot 10^{20}$ Дж/год. Потенциально такой поток тепла способен растопить ледовый покров толщиной 1 м, соизмеримый с 1/7 частью его площади в Северном Ледовитом океане в границах 2012 г. По оценкам, основанным на анализе данных наблюдений [19], среднегодовой поток тепла через Берингов пролив составляет $3–6 \cdot 10^{20}$ Дж/год, что оказывается сопоставимым с потоком солнечной радиации в Чукотском море и способно растопить $1–6 \cdot 10^{20}$ км² льда толщиной 1 м.

В нашем численном эксперименте, проведенном с этими граничными данными, поступление дополнительного потока тепла привело к более позднему образованию льда в декабре и сокращению декабрьского объёма ледового покрова в Чукотском море.

Недостатком проводимых исследований является относительно грубое разрешение численной сетки, не позволяющей воспроизводить мезомасштабные вихри. Радиус деформации Россби в Арктике меняется в зависимости от региона и достигает максимального значения 15 км в центральной части Канадского бассейна [37]. На материковом склоне Чукотского моря он меняется от 5 до 8 км. Это означает, что для полноценного численного моделирования процессов необходимо использовать более мелкое сеточное разрешение. Например, в работе [12] показано, что мезомасштабные вихри на материковом склоне Чукотского моря формируются на численной сетке 2,5 км. Предполагается, что на более мелкой сетке реакция модели на изменение условий в Беринговом проливе будет больше, и усилится влияние на лед за счет более интенсивных течений и переноса тепла на более дальние расстояния.

5. Заключение

На основе численного моделирования с использованием региональной модели океана и морского льда SibCIOM исследовались климатические изменения в Чукотском море и море Бофорта. Численные эксперименты проводились для периода 2000–2019 гг. с использованием данных реанализа NCEP/NCAR, определяющих потоки на поверхности океана и морского льда, и граничных условий, задающих значения температуры, солёности и расхода тихоокеанских вод, поступающих в СЛО через Берингов пролив. Влияние изменений характеристик тихоокеанских вод на состояние ледового покрова и теплосодержание морей исследовалось на основе сравнения результатов трех численных экспериментов.

Для их проведения на Беринговом проливе задавались следующие значения температуры, солёности и расхода вод [31, 18, 19, 32]: а) среднемесячные климатические данные, осредненные за период 1990–2004 гг.; б) среднемесячные климатические данные, осредненные за период 2004–2015 гг.; в) среднемесячные данные измерений в период 2016–2019 гг. Климатические данные для Берингова пролива 2003–2015 гг. отличаются от климатических данных 1990–2004 гг. повышенными значениями расхода вод и их температуры.

По результатам численных экспериментов мы показали общую тенденцию на увеличение теплосодержания вод и сокращения объема льда в море Бофорта и Чукотском море в период с 2003–2019 гг. В первую очередь это связано с состоянием атмосферы в арктическом регионе, но наши результаты также показывают, что повышение температуры и расхода тихоокеанских вод, начавшееся после 2003 г., привело к дополнительному увеличению теплосодержания вод обоих морей, сокращению площади льда и задержке сроков его формирования в зимний период.

6. Финансирование

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 20-05-00536. Развитие численной модели океана и морского льда осуществляется в рамках государственного задания ИВМиМГ СО РАН № 0251-2021-0003. Для проведения расчетов использовались вычислительные ресурсы Центра коллективного пользования «Сибирский суперкомпьютерный центр» СО РАН.

Литература

1. Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 270 с.
2. Штокман В.Б. Влияние ветра на течения в Беринговом проливе, причины их больших скоростей и преобладающего его северного направления. Критический обзор современных представлений о течениях в Беринговом проливе и об их причинах // Труды ИО АН СССР. 1957. Т. XXV. С. 171–197.
3. Gudkovich Z.M. On the nature of the Pacific current in Bering Strait and the causes of its seasonal variations // Deep Sea Research. 1962. Vol. 9. P. 507–510.
4. Coachman L.K., Aagaard K. On the water exchange through Bering Strait // Limnology and Oceanography. 1966. № 11. P. 44–59.
5. Serreze M.C., Barrett A.P., Slater A.G., Woodgate R.A., Aagaard K., Lammers R.B., Steele M., Moritz R., Meredith M., Lee C.M. The large-scale freshwater cycle of the Arctic // Journal of Geophysical Research. 2006. 111. C11010. doi:10.1029/2005JC003424

6. *Coachman L.K., Aagaard K., Tripp R.B.* Bering Strait: The regional physical oceanography / Seattle, WA: University of Washington Press, 1975. 172 p.
7. *Steele M., Morison J., Ermold W., Rigor I., Ortmeier M., Shimada K.* Circulation of summer Pacific halocline water in the Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research*. 2004. 109, C02027. doi:10.1029/2003JC002009
8. *Aagaard K., Coachman L., Carmack E.* On the halocline of the Arctic Ocean // *Deep-Sea Research Part I*. 1981. Vol. 28, N 6. P. 529–545. doi:10.1016/0198-0149(81)90115-1
9. *Woodgate R.A., Aagaard K., Weingartner T.J.* A year in the physical oceanography of the Chukchi Sea: Moored measurements from autumn 1990–1991 // *Deep-Sea Research Part II*. 2005. Vol. 52 (24–26). P. 3116–3149. doi:10.1016/j.dsr2.2005.10.016
10. *Pickart R.S., Weingartner J.T., Pratt L.J., Zimmermann S., Torres D.J.* Flow of winter-transformed Pacific water into the Western Arctic // *Deep-Sea Research*. 2005. Vol. 52. P. 3175–3198. doi:10.1016/J.DSR2.2005.10.009
11. *Spall M.A., Pickart R.S., Fratantoni P., Plueddemann A.* Western Arctic shelfbreak eddies: Formation and transport // *Journal of Physical Oceanography*. 2008. 38. P. 1644–1668. doi:10.1175/2007JPO3829.1
12. *Watanabe E., Hasumi H.* Pacific Water transport in the western Arctic Ocean simulated by an eddy-resolving coupled sea ice–ocean model // *Journal of Physical Oceanography*. 2009. Vol. 39. P. 2194–2211. doi:10.1175/2009JPO4010.1
13. *Timmermans M.-L., Proshutinsky A., Golubeva E., Jackson J., Krishfield R., McCall M., Platov G., Toole J., Williams W.* Mechanisms of Pacific Summer Water variability in the Arctic's Central Canada Basin // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2014. Vol. 119, N 11. P. 7523–7548. doi:10.1002/2014JC010273
14. *MacKinnon J.A., Simmons H.L., Hargrove J. et al.* A warm jet in a cold ocean // *Nature Communications*. 2021. Vol. 12. 2418. doi:10.1038/s41467-021-22505-5
15. *Spall M.A.* Circulation and water mass transformation in a model of the Chukchi Sea // *Journal of Geophysical Research*. 2007. Vol. 112. C05025. doi:10.1029/2005jc003364
16. *Woodgate R., Stafford K., Prah F.* A Synthesis of Year-Round Interdisciplinary Mooring Measurements in the Bering Strait (1990–2014) and the RUSALCA Years (2004–2011) // *Oceanography*. 2015. Vol. 28. P. 46–67. doi:10.5670/oceanog.2015.57
17. *Serreze M.C., Crawford A.D., Stroeve J., Barrett A.P., Woodgate R.A.* Variability, trends, and predictability of seasonal sea ice retreat and advance in the Chukchi Sea // *Journal of Geophysical Research: Ocean*. 2016. Vol. 121, N 10. P. 7308–7325. doi:10.1002/2016jc011977
18. *Woodgate R.* Increases in the Pacific inflow to the Arctic from 1990 to 2015, and insights into seasonal trends and driving mechanisms from year-round Bering Strait mooring data // *Progress in Oceanography*. 2017. Vol. 160. P. 124–154. doi:10.1016/j.pocean.2017.12.007
19. *Woodgate R., Peralta Ferriz C.* Warming and Freshening of the Pacific Inflow to the Arctic from 1990–2019 Implying Dramatic Shoaling in Pacific Winter Water Ventilation of the Arctic Water Column // *Geophysical Research Letters*. 2021. Vol. 48, N 9. e2021GL092528. doi:10.1029/2021GL092528
20. *Timmermans M.-L., Toole J., Krishfield R.* Warming of the interior Arctic Ocean linked to sea ice losses at the basin margins // *Science Advances*. 2018. Vol. 4, N 8. doi:10.1126/sciadv.aat6773
21. *Golubeva E., Platov G.* On improving the simulation of Atlantic Water circulation in the Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2007. Vol. 112, N C4. doi:10.1029/2006JC003734
22. *Голубева Е.Н.* Численное моделирование динамики Атлантических вод в Арктическом бассейне с использованием схемы QUICKEST // *Вычислительные технологии*. 2008. Т. 13, № 5. С. 11–24.
23. *Leonard B.P.* A stable and accurate convective modeling procedure based on quadratic upstream interpolation // *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*. 1979. V. 19. P. 59–98.
24. *Leonard B.P., Lock A.P., MacVean M.K.* Conservative explicit unrestricted-timestep multidimensional constancy-preserving advection schemes // *Monthly Weather Review*. 1996. Vol. 124. P. 2588–2606. doi:10.1175/1520-0493(1996)124<2588: CEUTSM>2.0.CO;2
25. *Голубева Е.Н., Иванов Ю.А., Кузин В.И., Платов Г.А.* Численное моделирование циркуляции Мирового океана с учетом верхнего квазиоднородного слоя. // *Океанология*. 1992. Т. 32, № 3. С. 395–405.
26. *Платов Г.А.* Численное моделирование формирования глубинных вод Северного Ледовитого океана. Часть II: Результаты региональных и глобальных расчетов // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2011. Т. 47, № 3. С. 409–425.
27. *Hunke E.C., Dukowicz J.K.* An elastic-viscous-plastic model for ice dynamics // *Journal of Physical Oceanography*. 1997. Vol. 27. P. 1849–1867. doi:10.1175/1520-0485(1997)027<1849: AEVPMF>2.0.CO;2
28. *Murray R.J.* Explicit generation of orthogonal grids for ocean models // *Journal of Computational Physics*. 1996. Vol. 126. P. 251–273.
29. *Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J. et al.* The NCEP/NCAR40-Year Reanalysis Project // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1996. Vol. 77. P. 437–471. 2.0.CO;2, NCEP/NCAR Global Reanalysis Products, 1948–continuing, Research Data Archive URL: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html> (дата обращения: 18.03.2022).

30. Голубева Е.Н., Платов Г.А., Якшина Д.Ф. Численное моделирование современного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 81–92. doi:10.15356/2076-6734-2015-2-81-92
31. Woodgate R., Aagaard K. Monthly temperature, salinity, and transport variability of the Bering Strait through flow // Geophysical Research Letters. 2005. Vol. 32, N4. doi:10.1029/2004GL021880
32. Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C., Chelton D.B., Casey K.S., Schlax M.G. Daily High-Resolution Blended Analyses for Sea Surface Temperature // Journal of Climate. 2007. Vol. 20. P. 5473–5496. NOAA high resolution SST data are provided by NOAA/OAR/ESRL PSD (Boulder, CO, USA) from their website URL: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.highres.html> (дата обращения: 18.03.2022).
33. Carvalho K.S., Smith T.E., Wang S. Bering Sea marine heatwaves: Patterns, trends and connections with the Arctic // Journal of Hydrology. 2021. Vol. 600. 126462. doi:10.1016/j.jhydrol.2021.126462
34. National Snow and Ice Data Center. URL: <https://nsidc.org> (дата обращения: 18.03.2022).
35. Голубева Е.Н., Платов Г.А. Численное моделирование отклика Арктической системы океан-лед на вариации атмосферной циркуляции 1948–2007 гг. // Известия РАН, Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45, № 1. С. 145–160.
36. Aksenov Y., Karcher M., Proshutinsky A., Gerdes R., de Cuevas B., Golubeva E., Kauker F., Nguyen A.T., Platov G.A., Wadley M. et al. Arctic pathways of Pacific Water: Arctic Ocean Model Intercomparison experiments. // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2016. Vol. 121. P. 27–59. doi:10.1002/2015JC011299
37. Nurser A.J.G., Bacon S. The Rossby radius in the Arctic Ocean // Ocean Science. 2014. Vol. 10. P. 967–975. doi:10.5194/os-10-967-2014

References

1. Nikiforov E.G., Shpaikher A.O. Regularities of formation of large-scale oscillations of hydrological regime of the Arctic Ocean. Leningrad, *Gidrometeoizdat*, 1980. 270 p. (in Russian).
2. Shtokman V.B. Influence of wind on the currents in the Bering Strait, the reasons for their high speeds and its prevailing northern direction. Critical review of modern ideas about currents in the Bering Strait and their causes. *Trudy IOAN USSR*. 1957, XXV, 171–197 (in Russian).
3. Gudkovich Z.M. On the nature of the Pacific current in Bering Strait and the causes of its seasonal variations. *Deep Sea Research*. 1962, 9, 507–510.
4. Coachman L.K., Aagaard K. On the water exchange through Bering Strait. *Limnology and Oceanography*. 1966, 11, 44–59.
5. Serreze M.C., Barrett A.P., Slater A.G., Woodgate R.A., Aagaard K., Lammers R.B., Steele M., Moritz R., Meredith M., Lee C.M. The large-scale freshwater cycle of the Arctic. *Journal of Geophysical Research*. 2006, 111, C11010. doi:10.1029/2005JC003424
6. Coachman L.K., Aagaard K., Tripp R.B. Bering Strait: The regional physical oceanography / Seattle, WA: University of Washington Press, 1975. 172 p.
7. Steele M., Morison J., Ermold W., Rigor I., Ortmeyer M. Circulation of summer Pacific halocline water in the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*. 2004, 109, C02027. doi:10.1029/2003JC002009
8. Aagaard K., Coachman L., Carmack E. On the halocline of the Arctic Ocean. *Deep-Sea Research Part I*. 1981, 28, 529–545. doi:10.1016/0198-0149(81)90115-1
9. Woodgate R.A., Aagaard K., Weingartner T.J. A year in the physical oceanography of the Chukchi Sea: Moored measurements from autumn 1990–1991. *Deep-Sea Research Part II*. 2005, 52 (24–26), 3116–3149. doi:10.1016/j.dsr2.2005.10.016
10. Pickart R.S., Weingartner J.T., Pratt L.J., Zimmermann S., Torres D.J. Flow of winter-transformed Pacific water into the Western Arctic. *Deep-Sea Research*. 2005, 52, 3175–3198. doi:10.1016/J.DSR2.2005.10.009
11. Spall M.A., Pickart R.S., Fratantoni P., Plueddemann A. Western Arctic shelfbreak eddies: Formation and transport. *Journal of Physical Oceanography*. 2008, 38, 1644–1668. doi:10.1175/2007JPO3829.1
12. Watanabe E., Hasumi H. Pacific Water transport in the western Arctic Ocean simulated by an eddy-resolving coupled sea ice–ocean model. *Journal of Physical Oceanography*. 2009, 39, 2194–2211. doi:10.1175/2009JPO4010.1
13. Timmermans M.-L., Proshutinsky A., Golubeva E., Jackson J., Krishfield R., McCall M., Platov G., Toole J., Williams W. Mechanisms of Pacific Summer Water variability in the Arctic's Central Canada Basin. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2014, 119, 111, 7523–7548. doi:10.1002/2014JC010273
14. MacKinnon J.A., Simmons H.L., Hargrove J. et al. A warm jet in a cold ocean. *Nature Communications*. 2021, 12, 2418. doi:10.1038/s41467-021-22505-5
15. Spall M.A. Circulation and water mass transformation in a model of the Chukchi Sea. *Journal of Geophysical Research*. 2007, 112, C05025. doi:10.1029/2005jc003364
16. Woodgate R., Stafford K., Prah F. A Synthesis of Year-Round Interdisciplinary Mooring Measurements in the Bering Strait (1990–2014) and the RUSALCA Years (2004–2011). *Oceanography*. 2015, 28, 46–67. doi:10.5670/oceanog.2015.57

17. Serreze M.C., Crawford A.D., Stroeve J., Barrett A.P., Woodgate R.A. Variability, trends, and predictability of seasonal sea ice retreat and advance in the Chukchi Sea. *Journal of Geophysical Research: Ocean*. 2016, 121, 10, 7308–7325. doi:10.1002/2016jc011977
18. Woodgate R. Increases in the Pacific inflow to the Arctic from 1990 to 2015, and insights into seasonal trends and driving mechanisms from year-round Bering Strait mooring data. *Progress in Oceanography*. 2017, 160, 124–154. doi:10.1016/j.pocean.2017.12.007
19. Woodgate R., Peralta Ferriz C. Warming and Freshening of the Pacific Inflow to the Arctic From 1990–2019 Implying Dramatic Shoaling in Pacific Winter Water Ventilation of the Arctic Water Column. *Geophysical Research Letters*. 2021, 48, 9, e2021GL092528. doi:10.1029/2021GL092528
20. Timmermans M–L., Toole J., Krishfield R. Warming of the interior Arctic Ocean linked to sea ice losses at the basin margins. *Science Advances*. 2018, 4, 8. doi:10.1126/sciadv.aat6773
21. Golubeva E., Platov G. On improving the simulation of Atlantic Water circulation in the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2007, 112, C4. doi:10.1029/2006JC003734
22. Golubeva E.N. Numerical modeling of the Atlantic Water circulation in the Arctic Ocean using QUICKEST scheme. *Vychislitel'nye Tekhnologii*. 2008, 13, 5, 11–24 (in Russian).
23. Leonard B.P. A stable and accurate convective modeling procedure based on quadratic upstream interpolation. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*. 1979, 19, 59–98.
24. Leonard B.P., Lock A.P., MacVean M.K. Conservative explicit unrestricted-timestep multidimensional constancy-preserving advection schemes. *Monthly Weather Review*. 1996, 124, 2588–2606. doi:10.1175/1520-0493(1996)124<2588: CEUTSM>2.0.CO;2
25. Golubeva E.N., Ivanov Ju.A., Kuzin V.I., Platov G.A. Numerical modeling of the World Ocean circulation including upper ocean mixed layer. *Oceanology*. 1992, 32, 3, 395–405 (in Russian).
26. Platov G.A. Numerical modeling of the Arctic Ocean deepwater formation: Part II. Results of regional and global experiments. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2011, 47, 377–392. doi:10.1134/S0001433811020083
27. Hunke E.C., Dukowicz J.K. An elastic-viscous-plastic model for ice dynamics. // *Journal of Physical Oceanography*. 1997, 27, 1849–1867. doi:10.1175/1520-0485(1997)027<1849: AEVPMF>2.0.CO;2
28. Murray R.J. Explicit generation of orthogonal grids for ocean models. *Journal of Computational Physics*. 1996, 126, 251–273.
29. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J. et al. The NCEP/NCAR40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1996, 77, 437–471. 2.0.CO;2., NCEP/NCAR Global Reanalysis Products, 1948-continuing, Research Data Archive URL: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html> (Accessed: 18.03.2022).
30. Golubeva E.N., Platov G.A., Iakshina D.F. Numerical simulations of the current state of waters and sea ice in the Arctic Ocean. *Led i Sneg*. 2015, 2 (130), 81–92 (in Russian). doi:10.15356/2076-6734-2015-2-81-92
31. Woodgate R., Aagaard K. Monthly temperature, salinity, and transport variability of the Bering Strait through flow. *Geophysical Research Letters*. 2005, 32, 4. doi:10.1029/2004GL021880
32. Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C., Chelton D.B., Casey K.S., Schlax M.G. Daily High-Resolution Blended Analyses for Sea Surface Temperature. *Journal of Climate*. 2007, 20, 5473–5496. NOAA high resolution SST data are provided by NOAA/OAR/ESRL PSD (Boulder, CO, USA) from their website URL: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.highres.html> (Accessed: 18.03.2022).
33. Carvalho K.S., Smith T.E., Wang S. Bering Sea marine heatwaves: Patterns, trends and connections with the Arctic. *Journal of Hydrology*. 2021, 600, 126462. doi:10.1016/j.jhydrol.2021.126462
34. National Snow and Ice Data Center. URL: <https://nsidc.org> (Accessed: 18.03.2022).
35. Golubeva E.N., Platov G.A. Numerical modeling of the Arctic Ocean ice system response to variations in the atmospheric circulation from 1948 to 2007. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2009, 45, 1, 137–151. doi:10.1134/S0001433809010095
36. Aksenov Y., Karcher M., Proshutinsky A., Gerdes R., de Cuevas B., Golubeva E., Kauker F., Nguyen A.T., Platov G.A., Wadley M. et al. Arctic pathways of Pacific Water: Arctic Ocean Model Intercomparison experiments. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2016, 121, 27–59. doi:10.1002/2015JC011299
37. Nurser A.J.G., Bacon S. The Rossby radius in the Arctic Ocean. *Ocean Science*. 2014, 10, 967–975. doi:10.5194/os-10-967-2014

УДК 556.556+551.465

© А. В. Исаев^{1*}, О. П. Савчук², Н. Н. Филатов³, 2022

¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 117997, Nahimovsky Pr., 36, Moscow, Russia

²Baltic Nest Institute, Stockholm University Baltic Sea Centre, Stockholm, 10691, Sweden

³Northern Water Problems Institute, Karelian Research Center, Russian Academy of Sciences, 185030, Pr. Al. Nevskogo, 50, Petrozavodsk, Russia

*E-mail: isaev.av@spb.ocean.ru

THREE-DIMENSIONAL HINDCAST OF NITROGEN AND PHOSPHORUS BIOGEOCHEMICAL DYNAMICS IN LAKE ONEGO ECOSYSTEM, 1985–2015. PART I: LONG-TERM DYNAMICS AND SPATIAL DISTRIBUTION

Received 07.02.2022, Revised 16.03.2022, Accepted 17.04.2022

Abstract

Despite a wide-ranging research, there is almost no information regarding the major biogeochemical fluxes that could characterize the past and present state of the European Lake Onego ecosystem and be used for reliable prognostic estimates of its future. To enable such capacity, we adapted and implemented a three-dimensional coupled hydrodynamical biogeochemical model of the nutrient cycles in Lake Onego. The model was used to reconstruct three decades of Lake Onego ecosystem dynamics with daily resolution on a 2×2 km grid. A comparison with available information from Lake Onego and other large boreal lakes proves that this hindcast is plausible enough to be used as a form of reanalysis. This model will be used as a form of studies of Lake Onego ecosystem, including long-term projections of ecosystem evolution under different scenarios of climate change and socio-economic development.

Keywords: Lake Onego, nitrogen, phosphorus, biogeochemical cycles, mathematical modeling

© А. В. Исаев^{1*}, О. П. Савчук², Н. Н. Филатов³, 2022

¹Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, 117997, Нахимовский пр., д. 36, г. Москва, Россия

²Балтик Нест Институт Стокгольмского университета, г. Стокгольм, 10691, Швеция

³Институт водных проблем Севера, Карельский научный центр РАН, 185030, г. Петрозаводск, пр. Александра Невского, д. 50, Республика Карелия, Россия

*E-mail: isaev.av@spb.ocean.ru

ТРЕХМЕРНАЯ РЕТРОСПЕКТИВНАЯ ОЦЕНКА БИОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ДИНАМИКИ АЗОТА И ФОСФОРА В ЭКОСИСТЕМЕ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА ЗА ПЕРИОД С 1985 ПО 2015 ГГ. ЧАСТЬ I: МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ

Статья поступила в редакцию 07.02.2022, после доработки 16.03.2022, принята в печать 17.04.2022

Аннотация

Несмотря на многолетние широкомасштабные исследования Онежского озера, практически отсутствует информация об основных биогеохимических потоках, которая могла бы характеризовать прошлое и настоящее состояние его экосистемы и использоваться для надежных прогнозных оценок ее будущего. С целью восполнения недостающей информации о состоянии Онежского озера была разработана трехмерная эко-гидродинамическая модель биогеохимического круговорота питательных веществ. Модель использовалась для реконструкции динамики экосистемы Онежского озера за три десятилетия с суточным разрешением на пространственной расчетной сетке 2×2 км. Сравнение с имеющейся информацией по Онежскому озеру и другим крупным бореальным озерам доказывает, что этот ретроспектив-

Ссылка для цитирования: Исаев А.В., Савчук О.П., Филатов Н.Н. Трехмерная ретроспективная оценка биогеохимической динамики азота и фосфора в экосистеме Онежского озера за период с 1985 по 2015 гг. Часть I: Межгодовая изменчивость и пространственное распределение // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 2. С. 76–97. doi:10.48612/fpg/e1m2-63b5-rhvg

For citation: Isaev A.V., Savchuk O.P., Filatov N.N. Three-Dimensional Hindcast of Nitrogen and Phosphorus Biogeochemical Dynamics in Lake Onego Ecosystem, 1985–2015. Part I: Long-Term Dynamics and Spatial Distribution. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 2, 76–97. doi:10.48612/fpg/e1m2-63b5-rhvg

ный анализ достаточно правдоподобен для оценки изменений в экосистеме озера в современный период. Разработанная модель будет использоваться для исследования экосистемы Онежского озера, включая долгосрочные прогнозы эволюции экосистемы при различных сценариях изменения климата и социально-экономического развития.

Ключевые слова: Онежское озеро, азот, фосфор, биогеохимические циклы, математическое моделирование

1. Introduction

Being situated within the Baltic Sea drainage basin, boreal Lake Onego is the second-largest lake in Europe. Lake Onego is strongly phosphorus limited and still largely oligotrophic due to minor anthropogenic influence [1–3]. Total phosphorus (TP) inputs to Lake Onego, expressed either as a yield from the catchment area ($15 \text{ kg TP km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) or per unit of the lake's water volume ($3 \text{ mg TP m}^{-3} \text{ yr}^{-1}$), are similar to those in boreal Lake Ladoga ($14 \text{ kg TP km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$; $4 \text{ mg TP m}^{-3} \text{ yr}^{-1}$, respectively), the largest lake in Europe. For comparison, the net anthropogenic input of phosphorus generated at the Great American Lakes' watershed has decreased over time from $21 \text{ kg TP km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ in 1987 to $10 \text{ kg TP km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ in 2012 [4]. The future evolution of the Lake Onego ecosystem may be driven by both the existing registered warming in its catchment area [5–7] and the projected effects of climate change [8–9], as well as socio-economic development [10–12]. Current projections indicate that river discharge will increase in the northern Baltic Sea region, subsequently increasing waterborne nutrient inputs [13] and mobilizing phosphorus reserves accumulated in the drainage area [14]. The interaction of these regionally occurring changes with the anticipated augmentation of local industrial, agricultural, mining, and forestry activities [15], including aquaculture [16], could generate synergetic ecosystem effects, such as those already occurring in the nutrient-rich Lake Winnipeg [17]. Hence, we need the capacity and a tool to reliably describe the current state of Lake Onego and to make prognostic estimates of future scenarios.

The development of mathematical models of large lake ecosystems and their implementation for producing recommendations on environmental protection measures has been ongoing for several decades [18–25], including modelling of Ladoga and Onego lakes [1, 26–32]. The main attention in Lake Ladoga and Onego modelling has been focused on spatial–temporal changes in nutrient concentrations, while the mechanism of these changes, although reproduced by the models as biogeochemical transports and transformations, remained largely hidden and unanalysed. Another important deficiency in prevailing modelling was the neglect of the sediments with its nutrient dynamics, which serve as a “memory” of the lake ecosystem's evolution and an important link that closes the biogeochemical cycles through the remineralization of nutrients. In the present study, we adapted and implemented the St. Petersburg Model of the Baltic Sea Eutrophication (SPBEM) with a particular focus on the analysis of the biogeochemical fluxes in Lake Onego, including its bottom sediments. Importantly for the long-term forecasting, SPBEM describes the coupled cycles of nitrogen, phosphorus, and silica, which enables its use in water bodies with spatially and temporally changing limitations by any of these nutrients. A good illustration of the SPBEM performance in waters with variable nutrient limitations is the reliable reproduction of the spatial gradients of limiting nutrients in the Neva River estuary in the easternmost Gulf of Finland [33].

Despite a wide-ranging research of the Lake Onego ecosystem [1, 3, 6, 7, 30], the drivers and components of Onego's biogeochemical cycles are still understudied. There is neither quantitative knowledge nor field data, especially on major biogeochemical fluxes, that could characterize the past and present of the Lake Onego ecosystem and could be used for reliable prognostic estimates of its future. Therefore, we implemented our ecosystem model, validated as extensively as the available data permitted, for the reconstruction of three decades of Lake Onego ecosystem dynamics with daily resolution. We also verified the model's consistency by analysing and demonstrating how it reproduces the major mechanisms that determine seasonal dynamics. The simulated three-dimensional fields of both pelagic and sediment variables, as well as the fields of most important biogeochemical fluxes, can be considered as a form of “biogeochemical reanalysis”, albeit without formal data assimilation. To the best of our knowledge, this is the first use of a three-dimensional coupled hydrodynamic biogeochemical model to reconstruct past long-term biogeochemical dynamics in a large boreal lake, which presents new knowledge about the Lake Onego ecosystem. Although our model reproduces a limited number of components at the lower levels of lake ecosystem, simulated variables and fluxes can be used for further analysis together with the existing knowledge on the relationships with other, not simulated ecosystem components, for instance, between the nutrient dynamics in sediments and benthic communities [34, 35].

Reanalysis with data assimilation has recently been implemented for short-term to long-term reconstructions of oceanic and marine ecosystems, with differing degrees of success [36–39]. The most important weakness of the data assimilation algorithm used in biogeochemical models based on mass balance principles is its inherent non-conservativeness. Consequently, the biogeochemical model, being reasonably calibrated during hindcast with data assimilation, may display deviant behaviour in forecasting when left unsupported by the data. The avoidance of such biases is especially important for our intention of producing prognostic estimates.

Thus, the main purpose of this paper is a presentation of the 3D ecosystem model capable to a certain extent fill the historical deficit in observations of nutrient variables and, especially in estimates of the biogeochemical fluxes. According to one of the major functions of simulation modelling, we intend implementing this model as a complementary form of studies of Lake Onego ecosystem [40] providing a unifying formal platform for testing and discussing consistency of both model parameterizations and results of hydrological, hydrochemical, hydrobiological, and geochemical research. Furthermore, the model will be implemented as a major tool for a wide range of projections, from applied tasks of localization of fish farms, water intakes, and wastewater outlets to long-term large-scale ecosystem evolution under different scenarios of climate change and socio-economic development.

The entire paper is structured as follows. The model and set-up of the numerical run, including explanations on reconstruction of the initial and boundary conditions, are presented in “Model and data section”. “Results and discussion” section starts with comparison between simulated selected characteristics of ice and water temperature with some available scarce observations. Scrutiny of the simulated long-term seasonal dynamics and average spatial distribution of the ecosystem variables and primary production is also accompanied by a comparison to available data, including nutrient content in the bottom sediments. The analysis of seasonal dynamics [41], starting with phenomenon of the spring phytoplankton bloom that had been missed in the earlier hydrobiological studies of Lake Onego and was revealed only in our simulation, is followed by presentation and analysis of the biogeochemical nutrient fluxes and integral nutrient budgets, also made for Lake Onego for the first time.

2. Model and data

2.1. Model presentation

SPBEM is a coupled 3D hydrodynamical–biogeochemical model that performed reasonably well in hindcasts and scenarios of climatic changes and nutrient load reductions for the Baltic Sea [9, 42]. SPBEM consists of biogeochemical and hydrodynamical modules. The former simulates the biogeochemical cycles of nitrogen, phosphorus, and silicon in the water column and bottom sediments. During over twenty years of implementation [43, 44], the biogeochemical module has been thoroughly calibrated and extensively validated within BALTSEM model, plausibly reproducing ecosystem dynamics in the entire Baltic Sea [45], from the cold, annually ice-covered, almost fresh, and severely P-limited Bothnian Bay (i.e. very much Onego-like), to the warmer, mesotrophic Gulf of Finland and the Kattegat, with a single set of parameterizations and constants in both basin-wise horizontally averaged and true 3D versions [33, 42, 46, 47]. Besides, the formulation contains no specifically salinity-determined parameterization and have already been favorably tested at Lake Ladoga [31]. Such simultaneous coverage of a wide range of ecological conditions makes us confident in application of largely the same set of formulations to Lake Onego. One of the technical advantages of using this model for the Lake Onego ecosystem is its capability to process and display not only indicators of trophic state (concentrations), but also the biogeochemical fluxes that determine the temporal and spatial dynamics of nutrient concentrations. All equations, parameterizations, coefficients, and constants of the biogeochemical module of SPBEM are presented in full detail, enabling its independent reproduction and implementation for other water bodies, in [33]. To avoid the extensive self-citation, we are not repeating those our formulations in the present paper.

The adaptation of the biogeochemical module of the SPBEM model to Lake Onego conditions consisted in redefining the autotroph variables and processes introduced in the original model [33, 43]. Assuming the negligibility of nitrogen fixation in severely phosphorus-limited lake, we excluded both the process and its performers, the diazotrophic cyanobacteria functional group, from the implemented formulation. Thus, autotrophs were presented by only two variables, diatoms and non-diatoms, the later comprised all the other (summer) phytoplankton species, for example, chlorophytes, chrysophytes, and cyanobacteria. Such reformulation requested recalibration of several phytoplankton parameters, necessary also to better separate dynamics of summer “non-diatoms” from cold-water diatoms (Table A1). As was also shown by several test runs, all the other formulations, being extensively calibrated and tested in similar temperature and trophic conditions [33, 44, 46, 47 and references therein] have not requested further fine-tuning. Besides, we omitted the silicon cycle from the model because, according to the occasional observations [48–50], silicate concentration during summer and autumn development of diatoms ranged within 200–400 mg Si m⁻³ even in the deep-water areas, and thus never became limiting. The modified scheme of the biogeochemical interactions is shown in Fig. 1.

The hydrodynamical module was built on the University of Massachusetts MITgcm model [51–52]. The model was configured to Lake Onego’s bathymetry. The TKE turbulent closure scheme (GGL90 package) [53] was used to parameterize the sub-grid vertical mixing processes. The horizontal turbulent diffusion coefficients were set to be constant. Because Lake Onego is located in the subarctic zone, the SeaIce package included in the MITgcm model

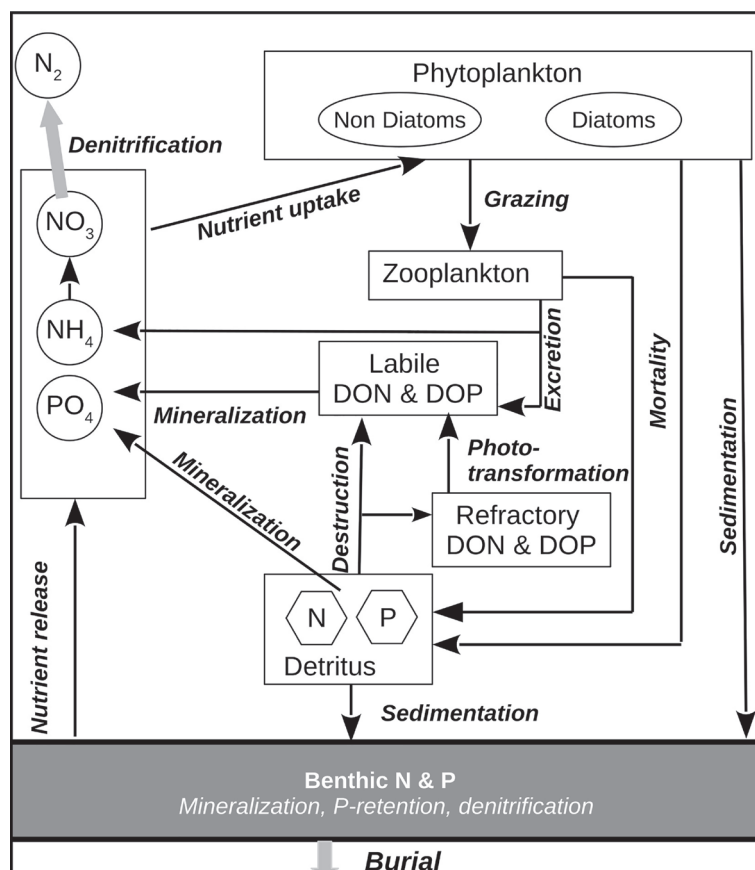


Fig. 1. Simplified presentation of the variables and nutrient fluxes in SPBEM model modified for Lake Onego

complex was used to simulate a percent of the ice coverage of grid cells. To emulate the conditions of a freshwater lake, the salinity of the ice was set to zero. The PTtracer package was used to solve the tracer equations of advection–diffusion required for biogeochemical variables.

2.2. Study area

The fully coupled hydrophysical-biogeochemical model was run on a spherical grid with a horizontal step of 1.079' in latitude and 2.331' in longitude, which was approximately 2×2 km at the latitude of Lake Onego (Fig. 2). The z-coordinate was used with a uniform vertical step of 2 m from the surface to the bottom. Figure 2 presents also main limnic regions of the lake covering open waters and the most significant bays.

2.3. Initial and boundary conditions

The initial conditions for the hindcast simulation of the biogeochemical dynamics of Lake Onego ecosystem between 1985 and 2015 were generated during a spin-up simulation with the boundary conditions, including external nutrient inputs, repeated for 1984. With such repeating forcing, the quasi-steady state of seasonal dynamics was reached in 40 years, mainly because of a slow evolution of sediment nutrients.

Atmospheric forcing was set based on the ERA-Interim reanalysis fields [54]. The model used fields of pressure, wind speed components, air temperature, humidity, short-wave and long-wave incoming radiation, and precipitation.

Monthly river runoff was reconstructed from a water budget based on field observations for a period of 60 years [30]. The total reconstructed water discharge (Fig. 3, a) was split among 13 rivers (see Fig. 2), with empirical coefficients of the contribution of each river. The only river that drains Lake Onego into Lake Ladoga is the Svir River; its discharge was used to balance the reconstructed total river water input.

In the absence of reliable time-series of nutrient inputs entering Lake Onego from external sources (river runoff, atmospheric deposition, anthropogenic sources, etc.), reconstruction was carried out from a compilation of available published estimates. According to such estimates for 1965–2008, the rivers, wastewaters, and atmosphere contributed

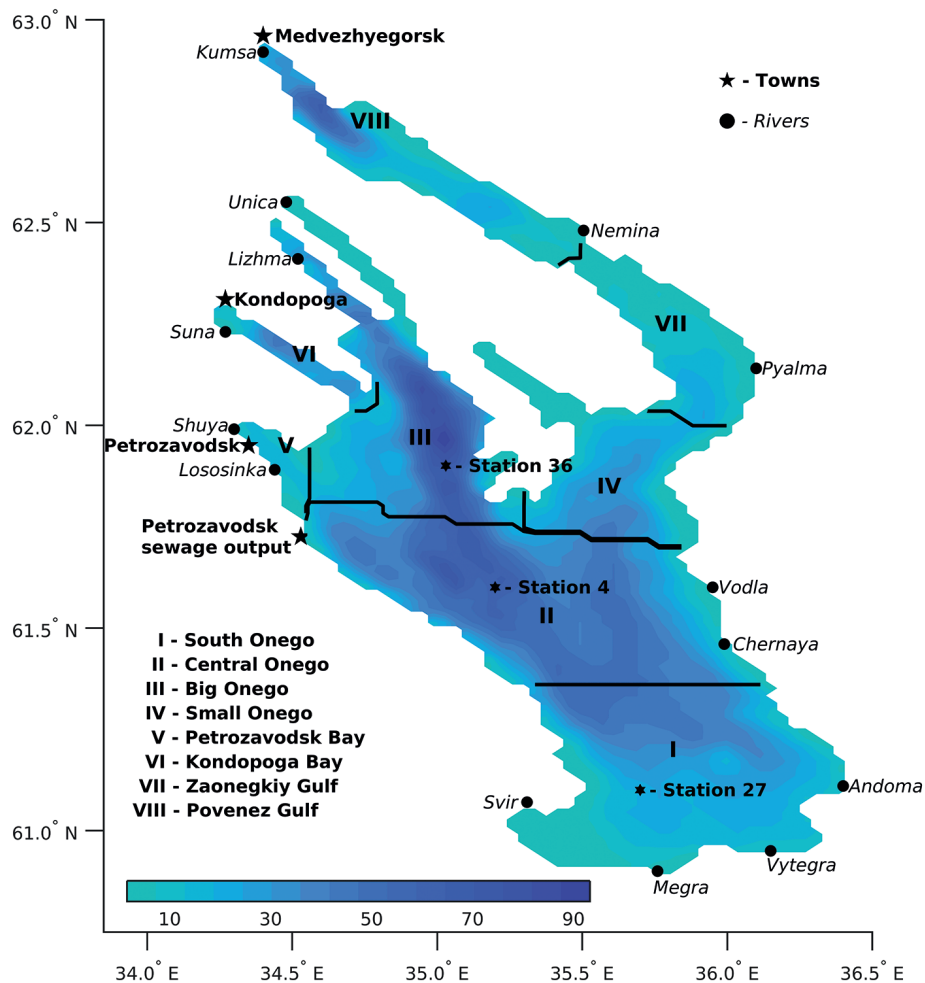


Fig. 2. Model bathymetry (meters), major limnic regions, rivers, settlements, industrial areas, and selected monitoring stations are shown at the computational grid covering Lake Onego with a horizontal resolution of 2×2 km

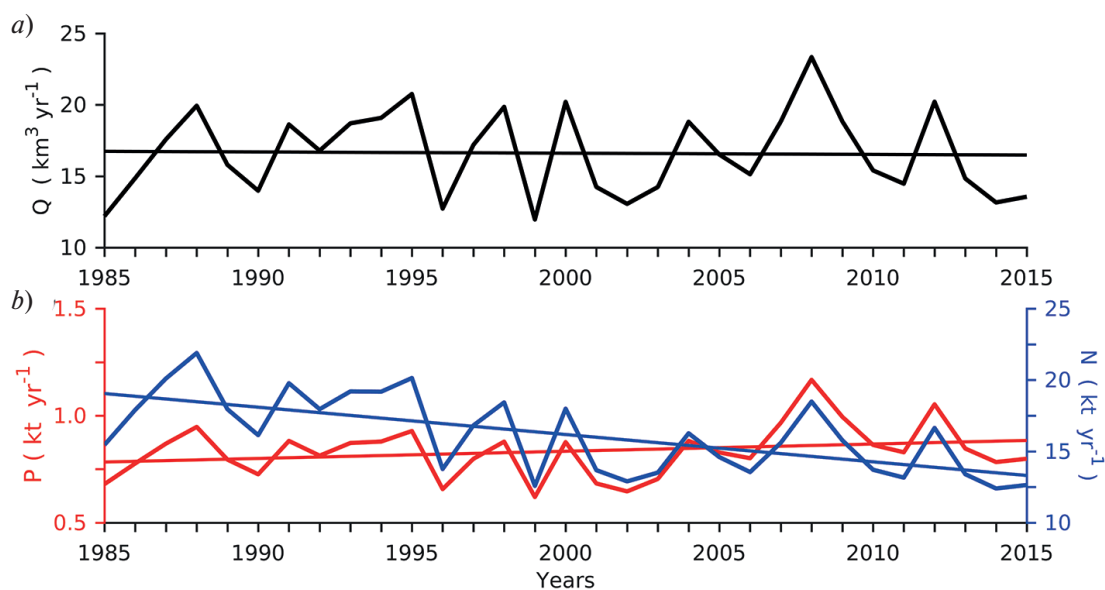


Fig. 3. Estimated annual river runoff (a) and full external inputs of total nitrogen and phosphorus (b)

66 %, 23 %, and 11 % to total phosphorus (TP) input, respectively, and 67 %, 5 %, and 28 % to total nitrogen (TN) input, respectively [48]. Sabylina [55] compiled information on the total content and inorganic fractions of nutrients in river waters that was obtained in surveys performed in 1985–1986, 2001–2002, and 2007–2008. Assuming the similarity of concentrations in rivers that drain catchments with similar landscapes, Sabylina [55] provided reasoning for the aggregation of many streams and rivers into larger units flowing into Lake Onego. Correspondingly, we multiplied these concentrations by the reconstructed monthly water discharge for the indicated 13 rivers, filling the gaps over years without observations by linear interpolation between available concentration values. Dissolved organic content was further separated into labile and refractory components, assuming a 30 % bioavailability of dissolved organic nitrogen (DON) and 90 % bioavailability of dissolved organic phosphorus (DOP) [33, 56].

The main sources of direct anthropogenic pressure on Lake Onego are the three industrial areas associated with the coastal towns of Petrozavodsk, Kondopoga, and Medvezhyegorsk. In contrast to the other two, discharging directly into the top of the bay, the sewage output from Petrozavodsk industrial hub is located on the open coast south of Petrozavodsk Bay (see Fig. 2). According to estimates from various publications [48, 57], the total annual input from these areas varies from 170 to 250 tons of TP and was approximately 2,650 tons of TN per year. Annual nutrient deposition from the atmosphere on the lake surface ranges from 65 to 80 tons of TP and was approximately 2,260 tons of TN annually [48, 57]. Since the mid-2000s, commercial fish farming has been actively developing in the waters of Lake Onego, generating annual nutrient loads of approximately 40 tons and 228 tons of TP and TN, respectively [57]. These fish farm inputs are comparable to those from the atmosphere and have been accounted for in boundary conditions since 2005.

Despite the almost trendless water discharge (Fig. 3, *a*), the reconstructed external TP input showed an upward tendency, while the TN input distinctly decreased by approximately one-third (Fig. 3, *b*). As shows comparison of river concentrations between surveys of 2007–2008 [48] and 2019–2020 [58], these tendencies are continuing. In result, the prescribed bioavailable fraction of total nutrient inputs, comprising inorganic and labile dissolved organic compounds, reached approximately 8,300 tons N/yr and 800 tons P/yr in the 2010s, thus, decreasing the bioavailable weight N: P ratio from 13.7 in 1985/89 to 10.4 in 2011/15.

3. Results and Discussion

The field data availability (its coverage, regularity, and frequency) for Lake Onego is not sufficient to allow extensive model–data comparisons similar to the ones made, for instance, for the Baltic Sea [33, 44, 46, 47] or Great American lakes [24 and references therein]. Therefore, omitting the formal validation that usually precedes further modelling analysis, we immediately start next Section with the results of simulation, on the way involving in the analysis as much as possible and whatever data are available for Lake Onego. In addition to this highly insufficient information, we also used some relevant material from other boreal and even temperate lakes, situated in the differing hydrometeorological conditions and impacted by the differing land cover patterns and land use practices at their watersheds. Despite these unsurprisingly emerging differences, we justify such involvement by the following considerations.

Our mechanistic model is based on a mass balance approach, describes internal biogeochemical cycles, and accounts for external sources and sinks (imports and exports), either prescribed as forcing functions or computed according to formulations. Consequently, all the simulated fluxes and concentrations (cf. Fig. 1) are strongly deterministically coupled and thus, confined. Therefore, their reliability should be judged by a *simultaneous* fitting of many simulated fluxes and concentrations in the known ranges reported for both Onego and similar boreal oligotrophic lakes. For example (see Table 1 in [41]), the sedimentation of organic matter (OM) cannot be much higher than nutrient uptake during primary production of OM simulated with the prescribed phytoplankton specific growth rates (Table A1), which plausibility is justified by a reasonable PP validation (see Table 1 and Fig. 10 below). Similarly, the sediment release (and denitrification) of nutrients cannot be much higher or lower than the sedimentation flux, otherwise the difference would cause fast accumulation or depletion of sediment nutrients that so far has not been reported from observations. Furthermore, the plausibility of simulated rates is estimated by a comparison to sediment rates from similar environments. This can be said about all the other processes in Fig. 1 above and Table 1 in [41]. That's why we consider the quantitative information from other lakes combined with Onego data as quite relevant and fully justified.

3.1. Long-term dynamics

3.1.1. Important hydrophysical characteristics

The implementation of MITgem model for simulation of transport processes in the framework of SPBEM ecosystem model was justified by its successful application to large lakes such as Ladoga [31], Michigan [59, 60], and Superior [61]. At the same time, we presume that 30-year atmospheric forcing based on the ERA-Interim reanalysis

with a basic spatial resolution of 80 km and assimilating information from a comparatively sparser network of meteorological stations in this region is hardly suitable for reliable sequential reproduction of transient synoptic situations of 5–7 days duration over 30 simulated years.

In this paper, aimed at the long-term and seasonal biogeochemical dynamics, we also omitted the analysis of the most hydrophysical characteristics and present model-data comparison only for the ice coverage and water temperature as important integral indicators of the hydro-thermodynamics that significantly affect the ecosystem dynamics [62].

The realistic simulation of the ice cover dynamics, especially of its melting phase is a prerequisite for a timely reproduction of the phytoplankton spring bloom commencement, which in the model is determined by the light availability increasing due to the ice melt (see Fig. 9 in Sect. 3.2). A comparison of simulated dynamics to estimates obtained within visual–instrumental approach from satellite data by a semi-supervised algorithm [7] shows that the model captures both the timing and duration of seasonal ice phases rather accurately (Fig. 4), with the coefficient of linear correlation $R = 0.99$ and $RMSE = 6.3\%$. Most closely coincide the onset of freezing, observed from mid-December to early January, and the final ice clearing occurring from mid to late May. Calculation of the mean and standard deviation for the seasonal variation from 0 to 100 % has hardly much of interest.

In addition to its significance in Lake Onego's hydrophysics, water temperature is a crucial factor in ecosystem dynamics, including its effects on the phenology and intensity of biogeochemical fluxes. Available water temperature measurements in Lake Onego were scarce and irregular. The most frequent observations were made in the summer months and occasionally in May and September. Bearing in mind a likely irregular asynchrony between the day-by-day simulated temperature fields and those that had actually been occurring in reality, we did not attempt the detailed pair-wise comparison of 532 measurements made in June–August over 15 years of 1992–2007, *a priori* considering such comparison confusing and misleading rather than validating. Instead, these measurements of the surface temperature were pooled together regardless of the sampling location. The model results for the same months and years comprised the daily average water temperatures from all of the computational grid nodes. Over 70 % of all measurements were collected from the coastal areas and bays; thus, the contribution of the expansive and colder open waters to the observational statistics was lower than their contribution to statistics calculated from simulation. Taking this expected bias into consideration, the simulated water temperature (mean $\pm$ standard deviation 11.85 ± 3.92 °C; median 13.15 °C) matches the observations (13.05 ± 4.82 °C, median 14.40 °C) rather well. Model validation for the underrepresented open areas was made for three stations (cf. Fig. 2), covered with regular observations from 1985 to 1989, while later only episodic measurements were made. The best model-data comparability was found during the periods of heating and cooling of the lake, while the larger discrepancies occur during summer maxima (Fig. 5). Apparently, with a grid cell height of 2 m and daily averaging we cannot expect precise reproduction of the diurnal extremes in the surface temperature measured in the upper 0.5 m water layer. Such causes of the discrepancy could also partly explain the summer bias in the total model-data comparison above.

As shows a comparison between average vertical profiles of the water temperature, simulated and reconstructed from measurements (Fig. 6, cf. Fig. 2, *a* and Fig. 3, *a* in [41]), the summer thermic vertical structure is also simulated rather reasonably. Unfortunately, the further statistical analysis of model-data comparability is prevented by both paucity and irregularity of observations scattered over two decades with some years missed entirely.

The concept of “biological summer” can be characterized by its duration (BSD) and average water temperature (BST) and is often used in hydrobiological studies. At Lake Onego, the day of the transition of the surface water layer

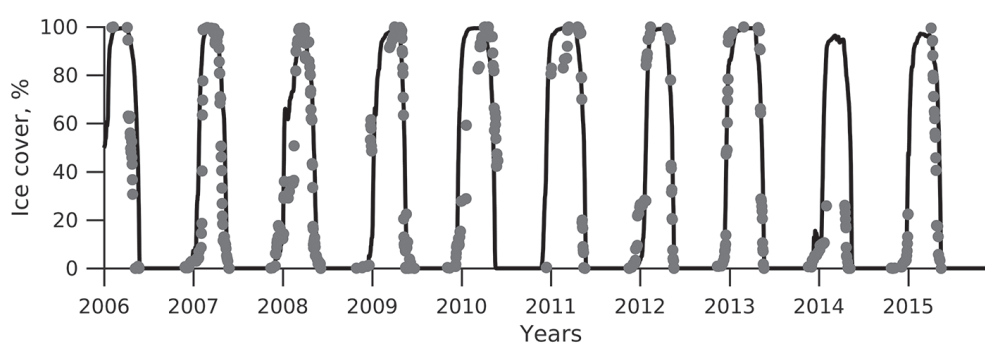


Fig. 4. Lake Onego ice coverage (% of the lake's surface) dynamics simulated (curve) and estimated from satellite data (dots)

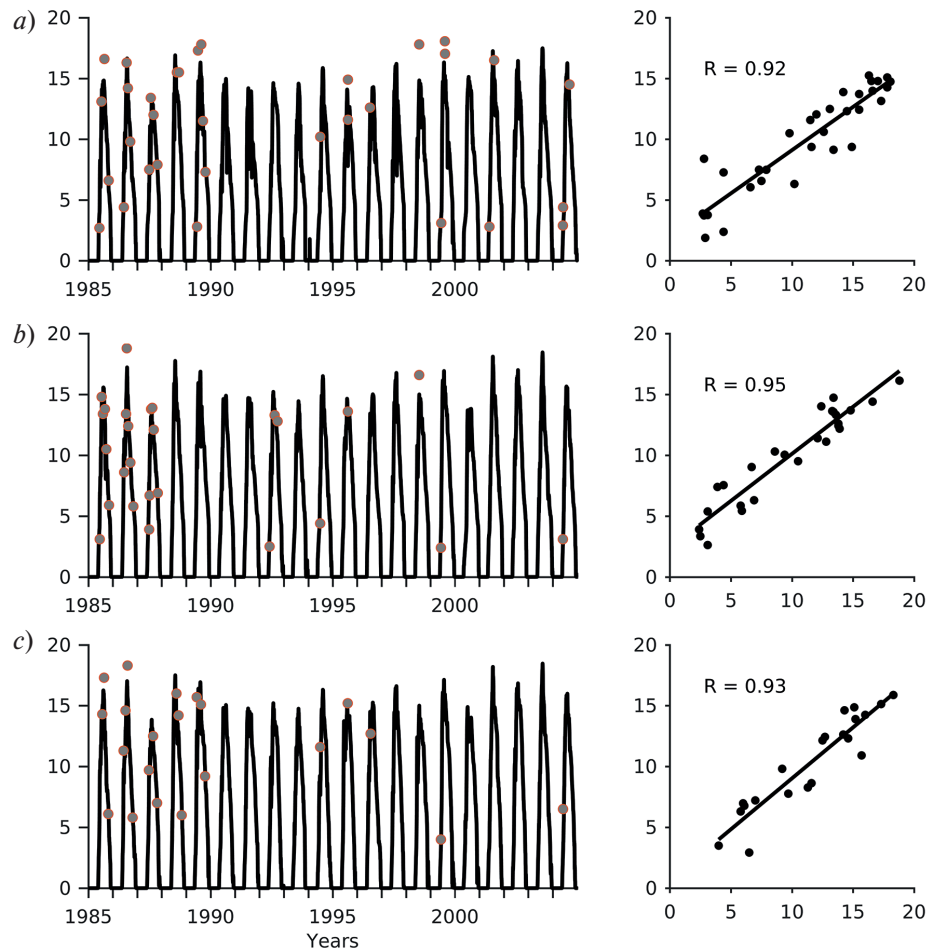


Fig. 5. Simulated (curve) and observed (dots) long-term dynamics of the surface water temperature at monitoring stations 36 (a), 4 (b), and 27 (c). Location of stations is shown in Fig. 2. Corresponding model-data linear regressions are shown to the right

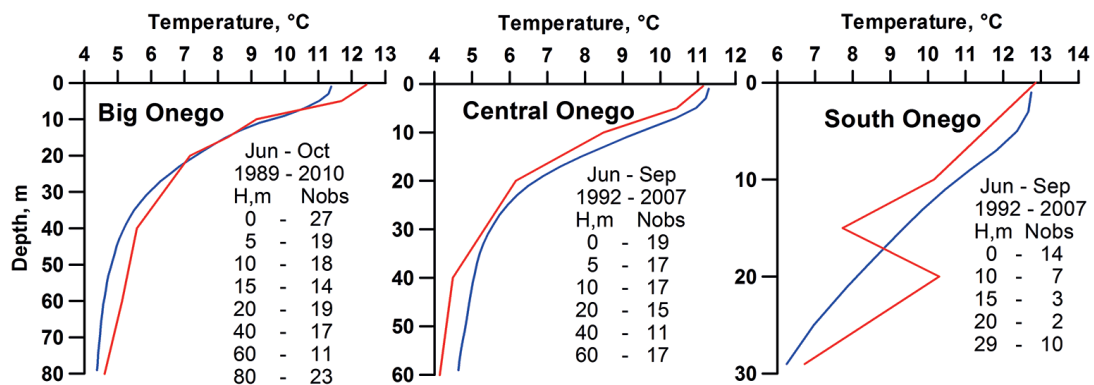


Fig. 6. Observed (red) and simulated (blue) average vertical distribution of the water temperature in three limnic areas of Lake Onego (see Fig. 2 above and Fig. 2, a and Fig. 3, a in Savchuk et al., 2022), showing also time coverage and amount of observations. Note differences in depth scales

temperature to over a threshold of 10 °C was set as the phenological indicator of both the onset and end of “biological summer” [1, 63]. In the simulation, a long-term tendency of increasing BST was clearly seen through significant interannual variations (Fig. 7). This tendency agrees well with both simulations and observations in the European boreal zone [30, 42, 64, 65].

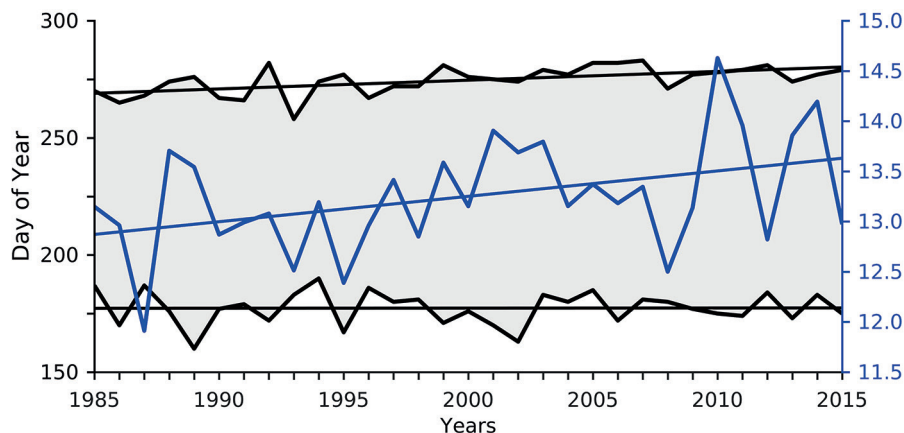


Fig. 7. Simulated duration of the period of “biological summer” (shaded area delimited by the start and end day of Gregorian Year, black curves) and its average surface water temperature (blue curve) with estimated trends (black and blue lines, respectively)

The BSD in Lake Onego calculated from the simulation was 92 ± 9 days, within the range of 71–107 days. Based on sparse field data, BSD in the shallow areas (100–110 days) was markedly longer than that in open deep water (85–90 days) [66]. In simulation, BSD in the area shallower 30 m was 99 ± 10 days comparing to BSD in deeper areas with 93 ± 10 days. The prolongation of “biological summer” occurred chiefly because of its extension into autumn, from September 27 (mean date for the first 5-year period) to October 5 (mean date for the last 5-year period). A similar asymmetry between trends of spring warming and autumn cooling has also been found in the Baltic Sea [64] and Karelian lakes [66].

3.1.2. Ecosystem variables

Daily long-term dynamics of phytoplankton primary production and ecosystem variables averaged over the entire Lake Onego are presented in Fig. 8. Assuming the classical Redfield molar ratio of C: N: P=106:16:1 being valid for the freshwater phytoplankton, including boreal oligotrophic lakes [67–71], the net primary production of diatom and non-diatom phytoplankton simulated in nitrogen weight units were converted into carbon weight units with a factor of $5.7 \text{ mg C mg}^{-1} \text{ N}$. Presented concentrations of inorganic and total nutrients were averaged over the whole water volume. Consequently, the dissolved inorganic phosphorus (DIP), comprising summer phosphorus accumulation in the hypolimnion (cf. Fig. 3, *b* in [41]), was never fully depleted. The lake-wide averaged winter maximum values (Fig. 8, *c*, *e*) multiplied by the Lake Onego model volume (297 km^3) could be used to conveniently estimate total nutrient stocks. Diatom and non-diatom phytoplankton biomass, simulated as nitrogen units, were recalculated into wet weight units assuming a nitrogen content of 0.5% and 1% of the biomass of diatoms and non-diatoms, respectively [68, 72]. For zooplankton biomass, a nitrogen content of 1% was assumed [73].

The simulated long-term dynamics steadily reproduce a distinctive seasonal pattern: the strong phytoplankton spring bloom transitions into the summer quasi-steady-state phase followed by minor autumn blooming. The short-term interannual variations were more pronounced in recent years in terms of primary production and biotic variables with higher plankton biomass (Fig. 8, *a*, *b*, *d*). The abiotic variables showed some apparent tendencies rather than distinctive periods (Fig. 8, *c*, *e*, *f*). The simulated average concentrations of TP ($7\text{--}13 \text{ mg P m}^{-3}$) and DIP ($2\text{--}7 \text{ mg P m}^{-3}$) classify Lake Onego as bordering the oligotrophic and mesotrophic trophic states, according to some classifications [58, 74, 75]. Considerable decreases in TN and dissolved inorganic nitrogen (DIN) concentrations were mainly related to the reduction of external inputs (Fig. 3, *b*). Such simulated quasi-stability of TP concentrations and clearly decreasing DIN concentrations (Fig. 8, *c*, *e*) is validated in [58], who found at the surface of pelagic part of Lake Onego a statistically significant decreasing trend of the DIN: TP weight ratio ($\text{mg N mg}^{-1} \text{ P}$) from 33.7 in 1992–1995 to 23.7 in 2019–2021, the later estimated from the field surveys made in September 2019, June and August 2020. The observed decrease is well comparable to a simulated decrease of DIN: TP ratio from 36.5 ± 1.9 in 1992–1995 to 21.2 ± 1.1 in 2011–2015; these mean $\pm$ S.D. values are computed for the surface layer in I–IV limnic areas (cf. Fig. 2) over biological summer (cf. Figs. 7 and 11, *a*). Such a rapid response to the changing external inputs can be explained by the short nutrient residence times for the bioavailable fractions that can be estimated for the water body from winter maxima and external inputs, approximately 8 and 2 years for nitrogen and phosphorus, respectively.

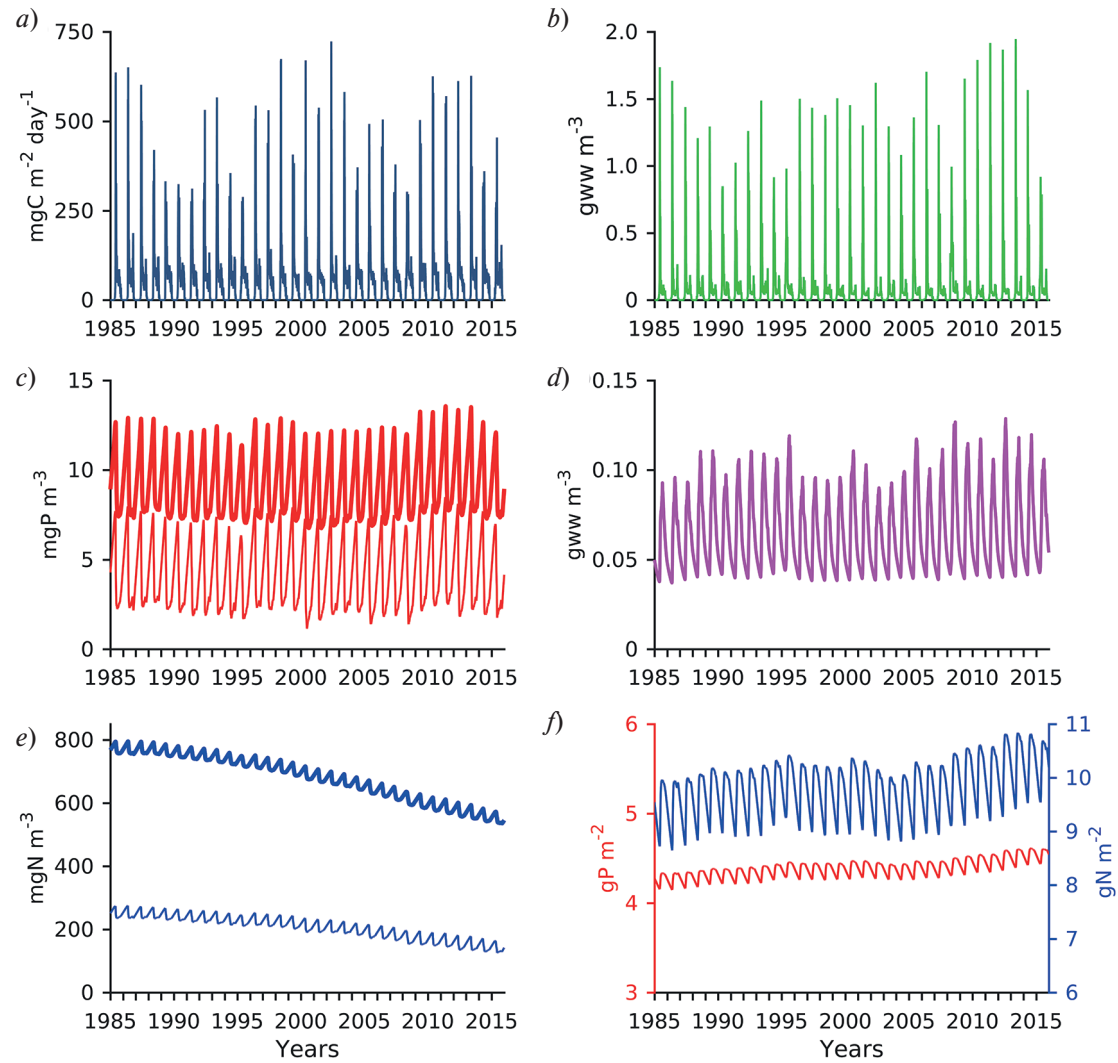


Fig. 8. Simulated long-term dynamics: *a* — of a primary production ($\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$); *b* — of phytoplankton biomass ($\text{g wet weight m}^{-3}$); *c* — of phosphorus (mg P m^{-3}) components: total phosphorous (TP; thick curve) and dissolved inorganic phosphorous (DIP; thin curve); *d* — of zooplankton biomass ($\text{g wet weight m}^{-3}$); *e* — of nitrogen (mg N m^{-3}) components: total nitrogen (TN; thick curve) and dissolved inorganic nitrogen (DIN; thin curve); *f* — of benthic nitrogen and phosphorus (g N (P) m^{-2})

Annual integrals of the simulated phytoplankton primary production of $17.0\text{--}20.6 \text{ g C m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ were almost invariable and matched the global mean estimate of $20 \text{ g C m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ for the large lakes situated to the north of 60°N [76] but constituted only one-fifth of $94 \text{ g C m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ that was estimated for Lake Superior [77]. A small rise in plankton biomass (cf. Fig. 8, *b*, *d*) and annual production from the start toward the end of the simulation (from 18.5 to $20.2 \text{ g C m}^{-2} \text{yr}^{-1}$) could be explained by the increased spring production, integrated over the time interval from the beginning of the year until the onset of biological summer, from 10.0 to $12.0 \text{ g C m}^{-2} \text{yr}^{-1}$. In turn, this biotic growth occurred because of increased surface winter DIP accumulation (maximum values increased from 5.9 to 6.5 mg P m^{-3}), which was caused by a combination of increased external loads (cf. Fig. 3, *b*) and internal total P recycling. The later comprised pelagic regeneration due to zooplankton excretion and organic phosphorus remineralization, as well as phosphate release from the sediments, from 457 to $492 \text{ mg P m}^{-2} \text{yr}^{-1}$. A 1-week prolongation of the “biological summer” (cf. Fig. 4) insignificantly affected the small summer PP increase from 6.4 to $6.7 \text{ g C m}^{-2} \text{yr}^{-1}$.

3.1.3. Spatial inhomogeneity

In contrast to the nearly invariable average seasonal dynamics in Fig. 8, the spatial distributions of variables and fluxes, which were largely determined by their proximity to external nutrient sources, were highly inhomogeneous (Fig. 9, note the logarithmic scale). Because spatial gradients in Fig. 9 are significantly larger than the long-term

tendencies of lake-wide averages (Fig. 8), we can also compare simulated concentrations (Fig. 9, *b, c*) to those measured in the later surveys [49, 58]. In 2016 and 2019–2021, average DIN and TN concentrations of about 200 mg DIN-N m⁻³ and 400–500 mg TN-N m⁻³, respectively in the Petrozavodsk Bay were expectedly (cf. Fig 8, *e*) slightly lower than averaged from simulation for 1985–2015 (Fig. 9, *c*), but, being non-limiting nutrients, remained almost the same in the Central Onego. In contrast, average DIP and TP concentrations of 4–9 mg DIP-P m⁻³ and about 20 mg TP-P m⁻³ in the Petrozavodsk Bay dropped under the detection limit of phosphates and to 6–8 mg TP-P m⁻³ in the Central Onego. Thus, the observed distributions are reasonably comparable to the simulated ones.

In the zones of elevated winter DIP concentrations (Fig. 9, *b*), annual primary production rates exceeding 25 g C m⁻² yr⁻¹ put large areas on the border of the oligotrophic status, while eutrophic areas were observed near the Petrozavodsk and Kondopoga industrial centres as well as along the coast south of Petrozavodsk Bay, where PP increases up to 120–150 g C m⁻² yr⁻¹ [2, 49, 78]. The simulated inhomogeneous distribution (Fig. 9) matched the estimates obtained from the direct measurements (Table 1).

In general, the summer offshore values were expectedly lower than the lake-wide mean primary production rates estimated for more eutrophic lakes Huron, Michigan, and Superior for 2010–2013 (216, 259, and 228 mg C m⁻² day⁻¹, respectively); although primary production in all depth zones (shallow, mid, and deep) were similar across the lakes [79].

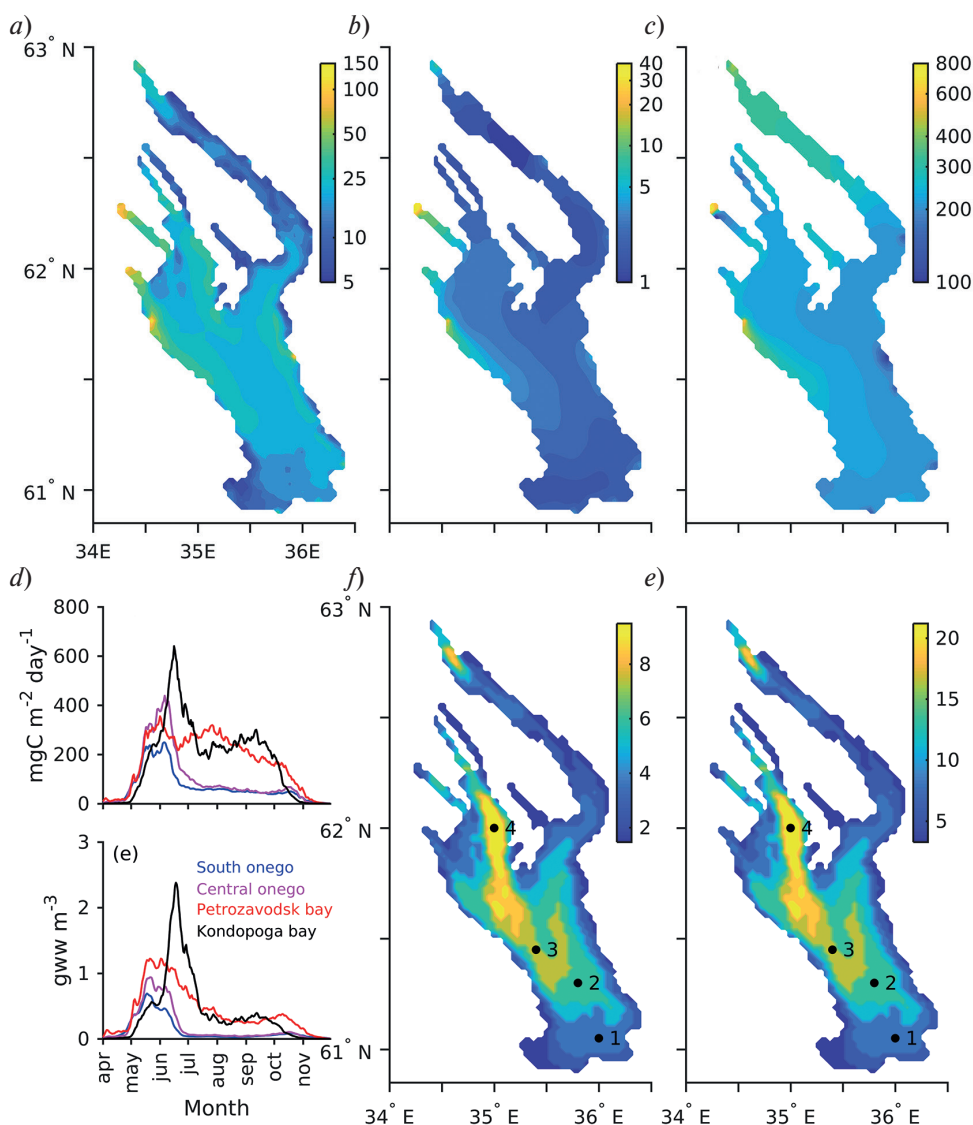


Fig. 9. Simulated long-term (1985–2015) averages of (a) annual primary production (g C m⁻² yr⁻¹); April surface concentration of (b) dissolved inorganic phosphorous (DIP; mg P m⁻³) and (c) dissolved inorganic nitrogen (DIN; mg N m⁻³) (note the logarithmic scale); average seasonal dynamics of (d) annual primary production (g C m⁻² yr⁻¹) and (e) phytoplankton biomass (g ww m⁻³) in the different limnic regions of Lake Onego; and averages of (f) benthic phosphorus (BEP; mg P m⁻²) and (g) benthic nitrogen (BEN; mg N m⁻²) with location of sites chosen for comparison with observations

The general levels and seasonal patterns of PP and phytoplankton biomass in the bays and open waters also differed (Fig. 9, *d*, *e*). A pronounced spring maximum in the oligotrophic central and southern Onego was followed by a weak autumn blooming after a long summer minimum. In contrast, there were two equal peaks of primary production in Petrozavodsk Bay at the end of May and July. Similar seasonal dynamics were simulated in Kondopoga Bay, although both the spring and autumn peaks were somewhat delayed. Except for the “revealed” in this simulation spring initiation of the vegetation season, these spatial and temporal developments were in good agreement with both available summer measurements of primary production (Fig. 10) and the general phenology of the Lake Onego ecosystem deduced from field observations [1, 49, 63, 74, 80, 81].

Table 1

Phytoplankton primary production in Lake Onego according to observations (from Table 1.4 by T.M. Timakova and T. Tekanova in [1]) and simulation for the period from 1989 to 2006, $\text{mg C m}^{-2} \text{ day}^{-1}$

	Data	Model		
	summer	May — Oct	Jun — Sep	Jul — Sep
Southern Onego	88.3 ± 15.5	82.4 ± 60.7	72.0 ± 48.8	53.6 ± 4.7
Central Onego	96.3 ± 10.5	121.5 ± 109.7	111.2 ± 105.2	69.0 ± 15.4
Petrozavodsk Bay				
top part	412.9 ± 62.7	350 ± 121	491 ± 131	494 ± 86
central part	199.8 ± 38.3	254 ± 56	297 ± 61	284 ± 44
outer part	122.3 ± 21.7	180 ± 57	166 ± 37	151 ± 25
Kondopoga Bay				
central part	286.7 ± 24.2	221 ± 90	324 ± 93	288 ± 76
outer part	217.4 ± 23.3	153 ± 71	185 ± 81	134 ± 26

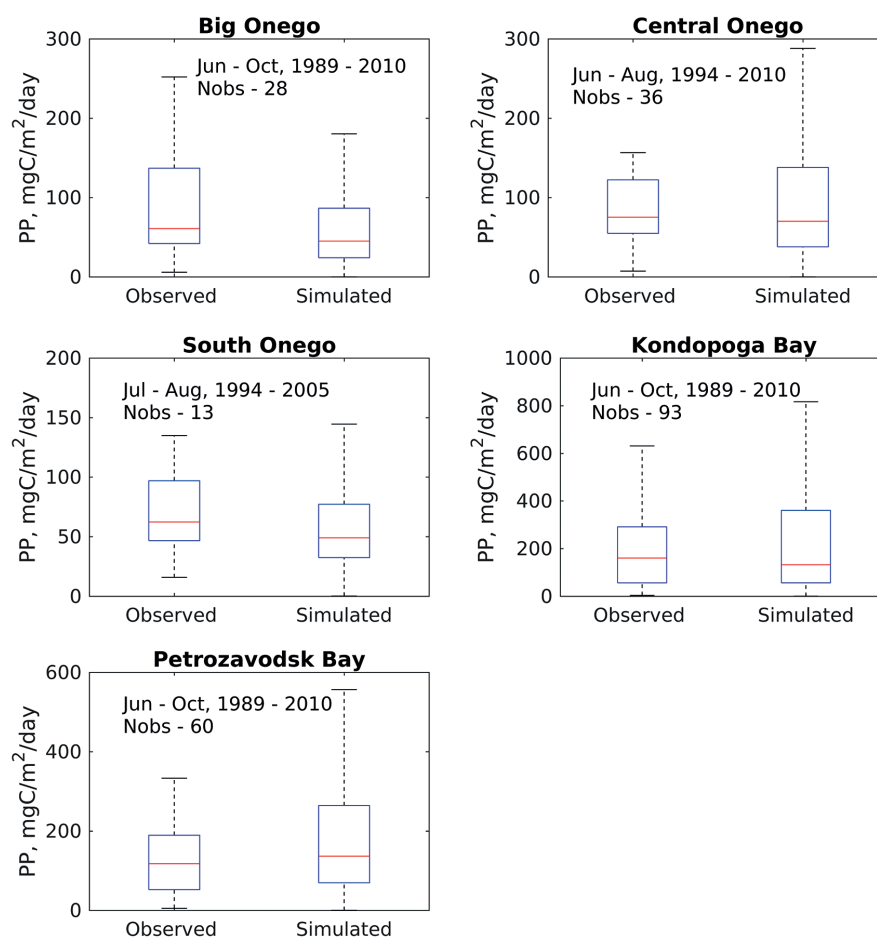


Fig. 10. Model-data box-and-whisker plots of the phytoplankton primary production ($\text{mg C m}^{-2} \text{ day}^{-1}$) in different limnic areas of Lake Onego (cf. Fig. 2). Note paucity and irregularity of observations

The simulated spatial and temporal dynamics of phytoplankton biomass could also be validated by remotely sensed chlorophyll distributions [82–84]. However, we would not do such comparison here for two reasons. First of all, however important are synchronous chlorophyll fields obtained by remote sensing as a relative measure of phytoplankton biomass and its dynamics [85] they cannot be reliably used for estimation of *in situ* biomass without special empirical conversions by the prescribed C: Chl ratio, which at the temperate and boreal latitudes vary within an order of magnitude, from 20 g C: g Chl-a in spring to 200 g C: g Chl-a in summer [45 and references therein, 86]. In principle, it could be possible to qualitatively compare typical spatial patterns, including succession of phenological phases and its interannual variations. However, in contrast to Lake Ladoga [87, 88], the specific retrieval algorithm for Lake Onego Chlorophyll has not been developed yet. Neglecting of such algorithm [89] in these boreal, highly brownified waters [3] would lead to questionable, if not even unreliable results.

The spatial distribution of primary productivity was well reflected in the sediments (Fig. 8, *f, g*). In the model, the sediment variables of benthic phosphorus (BEP) and nitrogen (BEN) were described according to a vertically integrated dynamic approach in areal units of mg P (N) m⁻² for the biogeochemically active surface layer of unspecified thickness [33, 43, 90, 91]. In geochemistry, nutrient content is usually calculated as a percentage ratio of the mass of phosphorus and nitrogen contained in a gram of ash-free dry sediment [1, 34]. For model–data comparison (Table 2), we chose four representative sites (see Fig. 8, *g*) and converted available measurements characterizing surface sediment layer of 5 cm thickness [34, 74] into model units, using the bulk density values obtained from similar seascapes [92]. Wide ranges of published sediment characteristics compiled in Table 2 from maps in [74, pp. 100–101] and a few numbers in [34, Table 1], are based on samples taken over many years from the mosaic distribution of real sediment types, thus hardly guaranteeing the exact positioning, sufficient homogeneity and reproducibility of measurements at indicated locations. On the other hand, our simplified and spatially invariable sediment parameterizations totally disregard the diversity of sediment types, while registering a dynamic balance between the source (sedimentation) and the sinks (nutrient release and burial), and closing nutrient cycles by regeneration (see Table 1 in [41]). Taking into account these interpretations, a comparability between simulated values and estimates, recalculated from measurements, could be considered plausible.

According to the simulation, the total stocks of N and P in the surface sediments of Lake Onego, which cover a bottom area of 9,266 km² and are actively involved in the contemporary biogeochemical cycling of the lake, amount up to 80,000 and 40,000 tons, respectively. The low weight N: P ratio of two can be attributed to the low nitrogen content (ca. 0.45 % N of dry mass) in the contemporary deep-water sediments of oligotrophic lake, which, on the other hand, are highly enriched with phosphorus (ca. 0.25 % P of dry mass) associated with iron–humic complexes [3, 34]. These values are close to those of the contemporary Lake Winnipeg’s sediment nutrient content of 0.4 % N [93] and 0.12–0.26 % P [94]. Regarding such integral characteristics and considering statements of the occurrence of many-fold increases in P sediment content during recent decades [1], one should be concerned as to where such increases occurred and which areas were enveloped. Less than 1,000 tons of annual TP load (cf. Fig. 3) would not be sufficient for any substantial alteration of the present-day TP integral sediment stocks.

Table 2

Sediment characteristics and nutrient content measured at the sampling sites (see Fig. 8, *g*) chosen for comparison with the simulated benthic phosphorous (BEP) and benthic nitrogen (BEN)

Site N	1	2	3	4
Depth, m	26	48	54	86
Sediment type	Muddy sand	Aleuritic mud	Mud	Mud
Bulk density, g cm ⁻³	1.5	1.2	1.1	1.1
P content, %	0.03–0.07*	0.10–0.13*	0.08–0.27	0.10–0.15
P content**, g P m ⁻²	2.5–5.0	5.9–7.9	4.4–14.9	5.5–8.3
Model***, g P m ⁻²	3.6 ± 0.1	6.1 ± 0.1	7.3 ± 0.2	9.8 ± 0.2
N content, %	0.05–0.15	0.2–0.3	0.2–0.6	0.3–0.7
N content**, g N m ⁻²	3.8–11.3	12.0–18.0	11.0–33.0	16.6–38.6
Model***, g N m ⁻²	8.2 ± 0.4	13.6 ± 0.7	16.3 ± 0.8	21.8 ± 1.1

* — assuming the bioavailable fraction constitutes 66 % of the total phosphorus content (Table 1 in [34])

** — calculated for a 5 cm-thick sediment layer

*** — mean ± s.d. calculated for 1985–2015

4. Conclusions

1. Despite a long history of extensive research, the drivers and components of Lake Onego's biogeochemical cycles are still insufficiently studied. Especially damaging such a deficit of knowledge could be to our capability of forecasting possible changes in the lake ecosystems in response to natural variations and anthropogenic impacts. To enable a quantitative description of the past, present, and, eventually, the future state of Lake Onego, we adapted and successfully implemented a three-dimensional biogeochemical model, considering the obtained results as a form of reanalysis.

2. The model was used to reconstruct three decades of Lake Onego ecosystem dynamics with daily resolution. Although the paucity of observations did not allow either formal model validation or the statistical demonstration of its skills, the comparison to all available information from Lake Onego and to a range of published estimates for other large boreal lakes led us to believe in plausibility of simulation.

3. The basin-wide biogeochemical reanalysis also eliminated a historical disparity in attention and, hence, in observations and knowledge, between bays (especially Petrozavodsk and Kondopoga bays) and vast open-water areas. Bays occupy relatively small bottom areas and water volumes and, consequently, are responsible for only a small fraction of biogeochemical phenomena and fluxes.

5. Acknowledgments

We are grateful to N.M. Kalinkina and T.F. Tekanova for their helpful discussions on the purpose and results of this study. We thank A.F. Balagansky for the river water discharge data.

6. Funding

The author A.I. conducted the present study within the framework of state assignment (Theme No. FMWE-2021-0014). The author O.S. was supported by the Swedish Agency for Marine and Water Management through their grant 1:11—Measures for the marine and water environment. The author N.F. conducted the present study within the framework of state assignment (Theme No. FMEN-2021-0007).

References

1. Rukhovets L., Filatov N. Ladoga and Onego — Great European Lakes: Observations and modeling. *Berlin Heidelberg, Springer-Verlag*, 2010. doi:10.1007/978-3-540-68145-8
2. Filatov N., Rukhovets L. Ladoga Lake and Onego Lake (Lakes Ladozhskoye and Onezhskoye). Encyclopedia of lakes and reservoirs. Ed. Bengtsson L., Herschy R.W., Fairbridge R.W. Dordrecht: *Springer Netherlands*, 2012, 429–432. doi:10.1007/978-1-4020-4410-6_197
3. Kalinkina N., Tekanova E., Korosov A., et al. What is the extent of water brownification in Lake Onego, Russia? *Journal of Great Lakes Research*. 2020, 46, 4, 850–861. doi:10.1016/j.jglr.2020.02.008
4. Howarth R.W., Chan F., Swaney D.P. et al. Role of external inputs of nutrients to aquatic ecosystems in determining prevalence of nitrogen vs. phosphorus limitation of net primary productivity. *Biogeochemistry*. 2021, 154, 293–306. doi:10.1007/s10533-021-00765-z
5. Käyhkö J., Apsite E., Bolek A. et al. Recent change — river run-off and ice cover. Second assessment of climate change for the Baltic Sea Basin. Ed. The BACC II Author Team. *Cham, Springer International Publishing*, 2015, 99–116. doi:10.1007/978-3-319-16006-1_5
6. Filatov N.N., Kalinkina N.M., Tekanova E.V. Modern changes in the ecosystem of Lake Onego with climate warming. *Limnology and Freshwater Biology*. 2018, 15–17. doi:10.31951/2658-3518-2018-A-1-15
7. Filatov N., Baklagin V., Efremova T. et al. Climate change impacts on the watersheds of Lakes Onego and Ladoga from remote sensing and in situ data. *Inland Waters*. *Taylor & Francis*. 2019, 9, 2, 130–141. doi:10.1080/20442041.2018.1533355
8. Saraiva S., Meier H.E.M., Andersson H. et al. Baltic Sea ecosystem response to various nutrient load scenarios in present and future climates. *Climate Dynamics*. 2019, 52, 3369–3387. doi:10.1007/s00382-018-4330-0
9. Meier H.E.M., Edman M., Eiola K., et al. Assessment of uncertainties in scenario simulations of biogeochemical cycles in the Baltic Sea. *Frontiers in Marine Science*. 2019, 6, 46. doi:10.3389/fmars.2019.00046
10. Zandersen M., Hyytiäinen K., Meier H.E.M., et al. Shared socio-economic pathways extended for the Baltic Sea: exploring long-term environmental problems. *Regional Environmental Change*. 2019, 19, 4, 1073–1086. doi:10.1007/s10113-018-1453-0
11. Okrepilov V.V., Kuznetsov S.V., Lachininskii S.S. Priorities of economic development of the northwest regions in the context of spatial development of Russia. *Studies on Russian Economic Development*. 2020, 31, 2, 181–187. doi:10.1134/S1075700720020069
12. Pihlainen S., Zandersen M., Hyytiäinen K., et al. Impacts of changing society and climate on nutrient loading to the Baltic Sea. *Science of The Total Environment*. 2020, 731, 138935. doi:10.1016/j.scitotenv.2020.138935

13. BACC II Author Team [ed]: Second assessment of climate change for the Baltic Sea Basin. Regional climate studies. Springer International Publishing. 2015. doi:10.1007/978-3-319-16006-1.
14. McCrackin M.L., Muller-Karulis B., Gustafsson B., et al. A century of legacy phosphorus dynamics in a Large Drainage Basin. *Global Biogeochemical Cycles*. 2018, 32, 7, 1107–1122. doi:10.1029/2018GB005914
15. Bartosova A., Capell R., Olesen J.E. et al. Future socioeconomic conditions may have a larger impact than climate change on nutrient loads to the Baltic Sea. *Ambio*. 2019, 48, 11, 1325–1336. doi:10.1007/s13280-019-01243-5
16. Sterligova O.P., Ilmast N.V., Kuchko Ya.A., et al. State of freshwater reservoirs in Karelia with commercial cultivation of rainbow trout in cages. Federal Research Center “Karelian Research Center of the Russian Academy of Sciences”, Institute of Biology, KarRC RAS. Petrozavodsk, Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, 2018. 125 p. (In Russian).
17. Schindler D.W., Hecky R.E., McCullough G.K. The rapid eutrophication of Lake Winnipeg: Greening under global change. *Journal of Great Lakes Research*. 2012, 38, 6–13. doi:10.1016/j.jglr.2012.04.003
18. Di Toro D.M., Connolly J.P. Mathematical models of water quality in large lakes. Lake Erie eutrophication of waters: Monitoring. Assessment and control. Paris: OECD, 1982, 154 p.
19. Straskraba M., Gnauck A. Freshwater ecosystems. Modelling and simulation. Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 1985.
20. Mooij W.M., Trolle D., Arhonditsis G. et al. Challenges and opportunities for integrating lake ecosystem modelling approaches. *Aquatic Ecology*. 2010, 44, 3, 633–667. doi:10.1007/s10452-010-9339-3
21. Zhang W., Rao Y.R. Application of a eutrophication model for assessing water quality in Lake Winnipeg. *Journal of Great Lakes Research*. 2012, 38, 158–173. doi:10.1016/j.jglr.2011.01.003
22. Zhang W., Watson S.B., Rao Y.R., et al. A linked hydrodynamic, water quality and algal biomass model for a large, multi-basin lake: A working management tool. *Ecological Modelling*. 2013, 269, 37–50. doi:10.1016/j.ecolmodel.2013.08.018
23. Bocaniov S.A., Lamb K.G., Liu W., et al. High sensitivity of lake hypoxia to air temperatures, winds and nutrient loading: Insights from a 3D lake model. *Water Resources Research*. 2020, 56, 12. doi:10.1016/j.jglr.2016.06.001
24. Scavia D., DePinto J.V., Bertani I. A multi-model approach to evaluating target phosphorus loads for Lake Erie. *Journal of Great Lakes Research*. 2016, 42, 6, 1139–1150. doi:10.1016/j.jglr.2016.09.007
25. Vinçon-Leite B., Casenave C. Modelling eutrophication in lake ecosystems: A review. *Science of the Total Environment*. 2019, 651, 2985–3001. doi:10.1016/j.scitotenv.2018.09.139
26. Menshutkin V.V., Vorobieva O.N. A model of the ecological system of Lake Ladoga. The current state of the ecosystem of Lake Ladoga. Ed. N.A. Petrova, G.F. Raspletina. Leningrad, Nauka, 1987, 187–200 (In Russian).
27. Astrakhansev G.P., Yegorova N.B., Menshutkin V.V., et al. Mathematical model for the ecosystem response of Lake Ladoga to phosphorus loading. *The First International Lake Ladoga Symposium, Dordrecht*, 1996, 153–157. doi:10.1007/978-94-009-1655-5_24
28. Menshutkin V.V., Astrakhansev G.P., Yegorova N.B., et al. Mathematical modelling of the evolution and current conditions of the Ladoga Lake ecosystem. *Ecological Modelling*. 1998, 107, 1–24. doi:10.1016/S0304-3800(97)00184-1
29. Rukhovets L.A., Astrakhansev G.P., Menshutkin V.V., et al. Development of Lake Ladoga ecosystem models: modeling of the phytoplankton succession in the eutrophication process. I. *Ecological Modelling*. 2003, 165, 1, 49–77. doi:10.1016/S0304-3800(03)00061-9
30. Filatov N.N. (Editor): Diagnosis and forecast of thermohydrodynamics and ecosystems of the Great Lakes of Russia. Petrozavodsk, Karelian Research Center of the Russian Academy of Sciences, 2020 (in Russian).
31. Isaev A.V., Savchuk O.P. Diagnosis of the Lake Ladoga ecosystem and forecast prognosis of its evolution under possible climate change by the means of mathematical modelling of the biogeochemical fluxes. Diagnosis and forecast of thermohydrodynamics and ecosystems great lakes of Russia, edited by: Filatov N.N. Karelian Research Center of the Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, 2020 (In Russian).
32. Kondratyev S.A., Shmakova M.V., Golosov S.D., et al. Modelling in limnology. Experience of IL RAS. *Journal of Hydro-meteorology and Ecology*. 2021, 65, 607–647 (In Russian). doi:10.33933/2713-3001-2021-65-607-647
33. Isaev A., Vladimirova O., Eremina T., et al. Accounting for dissolved organic nutrients in an SPBEM-2 model: Validation and verification. *Water*. 2020, 12, 5, 1307. doi:10.3390/w12051307
34. Kalinkina N., Belkina N. Dynamics of benthic communities state and the sediment chemical composition in Lake Onega under the influence of anthropogenic and natural factors. *Principy Ekologii*. 2018, 7, 56–74 (in Russian). doi:10.15393/j1.art.2018.7643
35. Ehrnsten E., Sun X., Humborg C., et al. Understanding environmental changes in temperate coastal seas: Linking models of benthic fauna to carbon and nutrient fluxes. *Frontiers in Marine Science*. 2020, 7. doi:10.3389/fmars.2020.00450
36. Ciavatta S., Kay S., Saux-Picart S., et al. Decadal reanalysis of biogeochemical indicators and fluxes in the North West European shelf-sea ecosystem. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2016, 121, 3, 1824–1845. doi:10.1002/2015JC011496

37. Liu Y., Meier H.E.M., Eilola K. Nutrient transports in the Baltic Sea — results from a 30-year physical — biogeochemical reanalysis. *Biogeosciences*. 2017, 14, 8, 2113–2131. doi:10.5194/bg-14-2113-2017
38. Fennel K., Gehlen M., Brasseur P., et al. Advancing marine biogeochemical and ecosystem reanalyses and forecasts as tools for monitoring and managing ecosystem health. *Frontiers in Marine Science*. 2019, 6, 89. doi:10.3389/fmars.2019.00089
39. Kõuts M., Maljutenko I., Liu Y., et al. Nitrate, ammonium and phosphate pools in the Baltic Sea. Copernicus Marine Service Ocean State Report, Issue 5. *Journal of Operational Oceanography*. 2021, 37–48. doi:10.1080/1755876X.2021.1946240
40. Belyaev V.I. Mathematical modelling of ecosystems of seas and oceans. *Itogi Nauki i Tekhniki. Ser. General ecology. Biocenology. Hydrobiology*. 1980, 5, 105–153 (in Russian).
41. Savchuk O.P., Isaev A.V., Filatov N.N. Three-dimensional hindcast of nitrogen and phosphorus biogeochemical dynamics in Lake Onego ecosystem, 1985–2015 Part II. Seasonal dynamics and spatial features; integral fluxes. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 2. doi:10.48612/fpg/9mg5-run6-4zr8
42. Ryabchenko V.A., Karlin L.N., Isaev A.V., et al. Model estimates of the eutrophication of the Baltic Sea in the contemporary and future climate. *Oceanology*. 2016, 56, 1, 36–45. doi:10.1134/S0001437016010161
43. Savchuk O.P. Nutrient biogeochemical cycles in the Gulf of Riga: scaling up field studies with a mathematical model. *Journal of Marine Systems*. 2002, 32, 4, 253–280. doi:10.1016/S0924-7963(02)00039-8
44. Savchuk O.P., Gustafsson Bo G., Muller-Karulis B. BALTSEM — a marine model for decision support within the Baltic Sea region. *Stockholm University*. 2012. Technical Report 7.
45. Meier H.E.M., Edman M.K., Eilola K.J., et al. Assessment of eutrophication abatement scenarios for the Baltic Sea by multi-model ensemble simulations. *Frontiers in Marine Science*. 2018, 5, 440. doi:10.3389/fmars.2018.00440
46. Gustafsson E., Savchuk O., Gustafsson B., et al. Key processes in the coupled carbon, nitrogen, and phosphorus cycling of the Baltic Sea. *Biogeochemistry*. 2017, 134, 3, 301–317. doi:10.1007/s10533-017-0361-6
47. Gustafsson E., Deutsch B., Gustafsson B.G., Humborg C., Mörtz C.-M. Carbon cycling in the Baltic Sea — The fate of allochthonous organic carbon and its impact on air–sea CO₂ exchange. *Journal of Marine Systems*. 2014, 129, 289–302. doi:10.1016/j.jmarsys.2013.07.005
48. Sabylina A.V., Lozovik P.A., Zobkov M.B. Water chemistry in Onega Lake and its tributaries. *Water Resource*. 2010, 37, 6, 842–853. doi:10.1134/S0097807810060102
49. Efremova T.A., Sabylina A.V., Lozovik P.A., et al. Seasonal and spatial variation in hydrochemical parameters of Lake Onego (Russia): insights from 2016 field monitoring. *Inland Waters*. 2019, 9, 2, 227–238. doi:10.1080/20442041.2019.1568097
50. Ryzhakov A., Vapirov V., Stepanova I. Silicon in surface waters of the humid zone (the case of Karelian waterbodies). *Proceedings of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences*, 2019, 3, 52–60 (in Russian). doi:10.17076/lim942
51. Marshall J., Adcroft A., Hill C., et al. A finite-volume, incompressible Navier Stokes model for studies of the ocean on parallel computers. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1997, 102(C3), 5753–5766. doi:10.1029/96JC02775
52. Marshall J., Hill C., Perelman L., et al. Hydrostatic, quasi-hydrostatic, and nonhydrostatic ocean modeling. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1997, 102(C3), 5733–5752. doi:10.1029/96JC02776
53. Gaspar P., Grégoris Y., Lefevre J.-M. A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing: Tests at station Papa and long-term upper ocean study site. *Journal of Geophysical Research*. 1990, 95(C9), 16179. doi:10.1029/JC095iC09p16179
54. ERA-Interim is a global atmospheric reanalysis. URL: <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim> (Accessed: 15.03.2022).
55. Sabylina A. Organic carbon, total phosphorus and total nitrogen inflow to lake Onego with stream runoff, and their removal by Svir river waters in 1965–2008. *Proceedings of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences*. 2016, 9, 68–77 (in Russian).
56. Stepanauskas R., Jorgensen N.O.G., Eigaard O.R., et al. Summer inputs of riverine nutrients to the Baltic Sea: Bioavailability and eutrophication relevance. *Ecological Monographs*. 2002, 72, 4, 579–597. doi:10.1890/0012-9615(2002)072[0579: SIORNT]2.0.CO;2
57. Lozovik P.A., Borodulina G.S., Karpechko Y.V., et al. Nutrient load on Lake Onego according to field data. *Proceedings of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences*. 2016, 5, 35–52 (in Russian). doi:10.17076/lim303
58. Galakhina N., Zobkov M., Zobkova M. Current chemistry of Lake Onego and its spatial and temporal changes for the last three decades with special reference to nutrient concentrations. *Environmental Nanotechnology, Monitoring & Management*. 2022, 17, 100619. doi:10.1016/j.enmm.2021.100619
59. Pilcher D.J., McKinley G.A., Bootsma H.A., et al. Physical and biogeochemical mechanisms of internal carbon cycling in Lake Michigan. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015, 120, 3, 2112–2128. doi:10.1002/2014JC010594
60. Gloege L., McKinley G.A., Mooney R.J., et al. Lake hydrodynamics intensify the potential impact of watershed pollutants on coastal ecosystem services. *Environmental Research Letters IOP Publishing*. 2020, 15, 6, 064028. doi:10.1088/1748-9326/ab7f62

61. Bennington V., McKinley G.A., Kimura N., et al. General circulation of Lake Superior: Mean, variability, and trends from 1979 to 2006. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2010, 115, C12015. doi:10.1029/2010JC006261
62. Jansen J., MacIntyre S., Barrett D.C., et al. Winter Limnology: How do hydrodynamics and biogeochemistry shape ecosystems under ice? *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. 2021, 126, 6, e2020JG006237. doi:10.1029/2020JG006237
63. Tekanova E.V., Syarki M.T. Peculiarities of phenology of the primary production process in the pelagic zone of Lake Onega. *Biology Bulletin*. 2015, 42, 6, 556–562. doi:10.1134/S1062359015060114
64. Kahru M., Elmgren R., Savchuk O.P. Changing seasonality of the Baltic Sea. *Biogeosciences*. 2016, 13, 4, 1009–1018. doi:10.5194/bg-13-1009-2016
65. Shiryayeva A.V., Shiryayev M.V., Semenov V.A. Changes in the duration of stable cold and warm seasons at the beginning of the 21st century in Russia. *Doklady Earth Sciences*. 2018, 481, 1, 934–938. doi:10.1134/S1028334X18070188
66. Efremova T.V., Pal'shin N.I., Belashev B.Z. Water temperature in different types of lakes in Karelia under changing climate based on data of instrumental measurements in 1953–2011. *Water Resource*. 2016, 43, 2, 402–411. doi:10.1134/S0097807816020020
67. Sterner R.W., Elser J.J. Ecological stoichiometry: The biology of elements from molecules to the biosphere. *Princeton University Press*, 2002. 464 p.
68. Reynolds C.S. The ecology of phytoplankton. *Cambridge, Cambridge University Press*, 2006. doi:10.1017/CBO9780511542145
69. Sterner R.W., Andersen T., Elser J.J. et al. Scale-dependent carbon: nitrogen: phosphorus seston stoichiometry in marine and freshwaters. *Limnology and Oceanography*. 2008, 53, 3, 1169–1180. doi:10.4319/lo.2008.53.3.1169
70. Sterner R. C: N: P stoichiometry in Lake Superior: freshwater sea as end member. *Inland Waters*. 2011, 1(1), 29–46. doi:10.5268/IW-1.1.365
71. Bergström A.-K., Karlsson J., Karlsson D. et al. Contrasting plankton stoichiometry and nutrient regeneration in northern arctic and boreal lakes. *Aquatic Sciences*. 2018, 80(2), 24. doi:10.1007/s00027-018-0575-2
72. Menden-Deuer S., Lessard E.J. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protist plankton. *Limnology and Oceanography*. 2000, 45(3), 569–579. doi:10.4319/lo.2000.45.3.0569
73. Raymont J.E.G. Plankton and productivity in the oceans. Volume 2 — Zooplankton. 2nd edition, viii. *Pergamon Press*, 1983, 824 p.
74. Filatov N.N. (editor). Onego Lake: atlas. *Karelian Research Center of the Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk*, 2010 (in Russian).
75. Dove A., Chapra S.C. Long-term trends of nutrients and trophic response variables for the Great Lakes. *Limnology and Oceanography*. 2015, 60(2), 696–721. doi:10.1002/lno.10055
76. Alin S.R., Johnson T.C. Carbon cycling in large lakes of the world: A synthesis of production, burial, and lake-atmosphere exchange estimates. *Global Biogeochemical Cycles*. 2007, 21(3), GB3002. doi:10.1029/2006GB002881
77. Sterner R.W. In situ-measured primary production in Lake Superior. *Journal of Great Lakes Research*. 2010, 36(1), 139–149. doi:10.1016/j.jglr.2009.12.007
78. Farley M. Eutrophication in fresh waters: an international review. *Encyclopedia of lakes and reservoirs* / ed. Bengtsson L., Herschy R.W., Fairbridge R.W. Dordrecht: Springer Netherlands, 2012. P. 258–270. doi:10.1007/978-1-4020-4410-6_79.
79. Fahnenstiel G.L., Sayers M.J., Shuchman R.A., et al. Lake-wide phytoplankton production and abundance in the Upper Great Lakes: 2010–2013. *Journal of Great Lakes Research*. 2016, 42(3), 619–629. doi:10.1016/j.jglr.2016.02.004
80. Suarez E.L., Tiffay M.-C., Kalinkina N., et al. Diurnal variation in the convection-driven vertical distribution of phytoplankton under ice and after ice-off in large Lake Onego (Russia). *Inland Waters*. 2019, 9(2), 193–204. doi:10.1080/20442041.2018.1559582
81. Perga M.-E., Syarki M., Spangenberg J.E., et al. Fasting or feeding: A planktonic food web under lake ice. *Freshwater Biology*. 2021, 66(3), 570–581. doi:10.1111/fwb.13661
82. Groom S., Sathyendranath S., Ban Y., et al. Satellite ocean colour: Current status and future perspective. *Frontiers in Marine Science*. 2019, 6. doi:10.3389/fmars.2019.00485
83. Kalaroni S., Tsiaras K., Petihakis G., et al. Modelling the Mediterranean pelagic ecosystem using the POSEIDON ecological model. Part I: Nutrients and chlorophyll-a dynamics. *Deep Sea Research*. 2020, 171, 104647. doi:10.1016/j.dsr2.2019.104647
84. Oveisy A., Rao R., Leon L.F., et al. Three-dimensional winter modeling and the effects of ice cover on hydrodynamics, thermal structure and water quality in Lake Erie. *Journal of Great Lakes Research*. 2014, 40, 19–28. doi:10.1016/j.jglr.2014.09.008
85. Bouffard D., Kiefer I., Wüest A., et al. Are surface temperature and chlorophyll in a large deep lake related? An analysis based on satellite observations in synergy with hydrodynamic modelling and in-situ data. *Remote Sensing of Environment*. 2018, 209, 510–523. doi:10.1016/j.rse.2018.02.056

86. Yunev O.A., Carstensen J., Stelmakh L.V. et al. Reconsideration of the phytoplankton seasonality in the open Black Sea. *Limnology and Oceanography Letters*. 2021, 6(1), 51–59. doi:10.1002/lol2.10178
87. Pozdnyakov D.V., Korosov A.A., Petrova N.A., et al. Multi-year satellite observations of Lake Ladoga's biogeochemical dynamics in relation to the lake's trophic status. *Journal of Great Lakes Research*. 2013, 39, 34–45. doi:10.1016/j.jglr.2013.05.002
88. Pozdnyakov D.V., Filatov N.N. Interannual water quality variations in Lake Ladoga in spring during 2016 and 2017: satellite observations. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2021, 14(1), 79–85. doi:10.7868/S2073667321010081
89. Gbagir A.-M.G., Colpaert A. Assessing the trend of the trophic state of Lake Ladoga based on multi-year (1997–2019) CMEMS GlobColour-Merged CHL-OC5 satellite observations. *Sensors*. 2020, 20(23), 6881. doi:10.3390/s20236881
90. Savchuk O., Wulff F. Biogeochemical transformations of nitrogen and phosphorus in the marine environment — coupling hydrodynamic and biogeochemical processes in models for the Baltic proper. *Contribution Systems Ecology Stockholm University*, 1996, 79 p.
91. Savchuk O., Wulff F. A model of the biogeochemical cycles of nitrogen and phosphorus in the Baltic. A systems analysis of the Baltic Sea ed. Wulff F.V., Rahm L.A., Larsson P. Berlin. *Heidelberg, Springer*, 2001, 373–415. doi:10.1007/978-3-662-04453-7_14
92. Carman R., Aigars J., Larsen B. Carbon and nutrient geochemistry of the surface sediments of the Gulf of Riga, Baltic Sea. *Marine Geology*. 1996, 134(1), 57–76. doi:10.1016/0025-3227(96)00033-3
93. Bunting L., Leavitt P.R., Simpson G.L., et al. Increased variability and sudden ecosystem state change in Lake Winnipeg, Canada, caused by 20th century agriculture. *Limnology and Oceanography*. 2016, 61(6), 2090–2107. doi:10.1002/lno.10355
94. Nürnberg G.K., LaZerte B.D. More than 20 years of estimated internal phosphorus loading in polymictic, eutrophic Lake Winnipeg, Manitoba. *Journal of Great Lakes Research*. 2016, 42(1), 18–27. doi:10.1016/j.jglr.2015.11.003

Литература

1. Rukhovets L., Filatov N. Ladoga and Onego — Great European Lakes: Observations and modeling // Berlin Heidelberg: Springer-Verlag. 2010. doi:10.1007/978-3-540-68145-8
2. Filatov N., Rukhovets L. Ladoga Lake and Onego Lake (Lakes Ladozhskoye and Onezhskoye). Encyclopedia of lakes and reservoirs / Ed. Bengtsson L., Herschy R.W., Fairbridge R.W. Dordrecht: Springer Netherlands, 2012. P. 429–432. doi:10.1007/978-1-4020-4410-6_197
3. Kalinkina N., Tekanova E., Korosov A., et al. What is the extent of water brownification in Lake Onego, Russia? // Journal of Great Lakes Research. 2020. Vol. 46, N 4. P. 850–861. doi:10.1016/j.jglr.2020.02.008
4. Howarth R.W., Chan F., Swaney D.P., et al. Role of external inputs of nutrients to aquatic ecosystems in determining prevalence of nitrogen vs. phosphorus limitation of net primary productivity // Biogeochemistry. 2021. Vol. 154. P. 293–306. doi:10.1007/s10533-021-00765-z
5. Käyhkö J., Apsite E., Bolek A. et al. Recent change — river run-off and ice cover // Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin / Ed. The BACC II Author Team. Cham: Springer International Publishing, 2015. P. 99–116. doi:10.1007/978-3-319-16006-1_5
6. Filatov N.N., Kalinkina N.M., Tekanova E.V. Modern changes in the ecosystem of Lake Onego with climate warming // Limnology and Freshwater Biology. 2018. P. 15–17. doi:10.31951/2658-3518-2018-A-1-15
7. Filatov N., Baklagin V., Efremova T. et al. Climate change impacts on the watersheds of Lakes Onego and Ladoga from remote sensing and in situ data // Inland Waters. Taylor & Francis, 2019. Vol. 9, N 2. P. 130–141. doi:10.1080/20442041.2018.1533355
8. Saraiva S., Meier H.E.M., Andersson H. et al. Baltic Sea ecosystem response to various nutrient load scenarios in present and future climates // Climate Dynamics. 2019. Vol. 52, N 5. P. 3369–3387. doi:10.1007/s00382-018-4330-0
9. Meier H.E.M., Edman M., Eiola K., et al. Assessment of uncertainties in scenario simulations of biogeochemical cycles in the Baltic Sea // Frontiers in Marine Science. 2019. Vol. 6. P. 46. doi:10.3389/fmars.2019.00046
10. Zandersen M., Hyytiäinen K., Meier H.E.M., et al. Shared socio-economic pathways extended for the Baltic Sea: exploring long-term environmental problems // Regional Environmental Change. 2019. Vol. 19, N 4. P. 1073–1086. doi:10.1007/s10113-018-1453-0
11. Okrepilov V.V., Kuznetsov S.V., Lachininskii S.S. Priorities of economic development of the northwest regions in the context of spatial development of Russia // Studies on Russian Economic Development. 2020. Vol. 31, N 2. P. 181–187. doi:10.1134/S1075700720020069
12. Pihlainen S., Zandersen M., Hyytiäinen K. et al. Impacts of changing society and climate on nutrient loading to the Baltic Sea // Science of the Total Environment. 2020. Vol. 731. P. 138935. doi:10.1016/j.scitotenv.2020.138935
13. BACC II Author Team [ed]: Second assessment of climate change for the Baltic Sea Basin // Regional Climate Studies. Springer International Publishing, 2015. doi:10.1007/978-3-319-16006-1

14. McCrackin M.L., Muller-Karulis B., Gustafsson B., et al. A century of legacy phosphorus dynamics in a Large Drainage Basin // *Global Biogeochemical Cycles*. 2018. Vol. 32, N 7. P. 1107–1122. doi:10.1029/2018GB005914
15. Bartosova A., Capell R., Olesen J.E., et al. Future socioeconomic conditions may have a larger impact than climate change on nutrient loads to the Baltic Sea // *Ambio*. 2019. Vol. 48, N 11. P. 1325–1336. doi:10.1007/s13280-019-01243-5
16. Стерлигова О.П., Ильмаст Н.В., Кучко Я.А. и др. Состояние пресноводных водоемов Карелии с товарным выращиванием радужной форели в садках. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2018.
17. Schindler D.W., Hecky R.E., McCullough G.K. The rapid eutrophication of Lake Winnipeg: Greening under global change // *Journal of Great Lakes Research*. 2012. Vol. 38. P. 6–13. doi:10.1016/j.jglr.2012.04.003
18. Di Toro D.M., Connolly J.P. Mathematical models of water quality in large lakes. Lake Erie eutrophication of waters: Monitoring // *Assessment and Control*. Paris: OECD, 1982. 154 p.
19. Straskraba M., Gnauck A. Freshwater ecosystems. Modelling and simulation // Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 1985.
20. Mooij W.M., Trolle D., Arhonditsis G., et al. Challenges and opportunities for integrating lake ecosystem modelling approaches // *Aquatic Ecology*. 2010. Vol. 44, N 3. P. 633–667. doi:10.1007/s10452-010-9339-3
21. Zhang W., Rao Y.R. Application of a eutrophication model for assessing water quality in Lake Winnipeg // *Journal of Great Lakes Research*. 2012. Vol. 38. P. 158–173. doi:10.1016/j.jglr.2011.01.003
22. Zhang W., Watson S.B., Rao Y.R. et al. A linked hydrodynamic, water quality and algal biomass model for a large, multi-basin lake: A working management tool // *Ecological Modelling*. 2013. Vol. 269. P. 37–50. doi:10.1016/j.ecolmodel.2013.08.018
23. Bocaniov S.A., Lamb K.G., Liu W et al. High sensitivity of lake hypoxia to air temperatures, winds and nutrient loading: Insights from a 3D lake model // *Water Resources Research*. 2020. Vol. 56, N12. doi:10.1016/j.jglr.2016.06.001
24. Scavia D., DePinto J.V., Bertani I. A multi-model approach to evaluating target phosphorus loads for Lake Erie // *Journal of Great Lakes Research*. 2016. Vol. 42, N 6. P. 1139–1150. doi:10.1016/j.jglr.2016.09.007
25. Vinçon-Leite B., Casenave C. Modelling eutrophication in lake ecosystems: A review // *Science of the Total Environment*. 2019. N 651. P. 2985–3001. doi:10.1016/j.scitotenv.2018.09.139
26. Менишуткин В.В., Воробьева О.Н. Модель экологической системы Ладожского озера // *Современное состояние Ладожского озера* / Под ред. Н.А. Петровой и Г.Ф. Растлепиной. Л., Наука, 1987. С. 187–200.
27. Astrakhansev G.P., Yegorova N.B., Menshutkin V.V., et al. Mathematical model for the ecosystem response of Lake Ladoga to phosphorus loading // *The First International Lake Ladoga Symposium*, Dordrecht, 1996. P. 153–157. doi:10.1007/978-94-009-1655-5_24
28. Menshutkin V.V., Astrakhansev G.P., Yegorova N.B., et al. Mathematical modelling of the evolution and current conditions of the Ladoga Lake ecosystem // *Ecological Modelling*. 1998. Vol. 107. P. 1–24. doi:10.1016/S0304-3800(97)00184-1
29. Rukhovets L.A., Astrakhansev G.P., Menshutkin V.V., et al. Development of Lake Ladoga ecosystem models: modeling of the phytoplankton succession in the eutrophication process. I. // *Ecological Modelling*. 2003. Vol. 165, N 1. P. 49–77. doi:10.1016/S0304-3800(03)00061-9
30. Диагноз и прогноз термогидродинамики и экосистемы великих озер России / Под ред. Н.Н. Филатова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 255 с.
31. Исаев А.В., Савчук О.П. Диагноз состояния экосистемы Ладожского озера и прогноз изменений при возможном изменении климата на основе математического моделирования биогеохимических потоков вещества // *Диагноз и прогноз термогидродинамики и экосистемы великих озер России* / Под ред. Н.Н. Филатова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. С. 197–208.
32. Кондратьев С.А., Шмакова М.В., Голосов С.Д. и др. Моделирование в озероведении. Опыт ИНОЗ РАН // *Гидрометеорология и Экология*. 2021. № 65. doi:10.33933/2713-3001-2021-65-607-647
33. Isaev A., Vladimirova O., Eremina T., et al. Accounting for dissolved organic nutrients in an SPBEM-2 model: Validation and verification // *Water*. Multidisciplinary Digital Publishing Institute. 2020. Vol. 12, N 5. P. 1307. doi:10.3390/w12051307
34. Калинкина Н.М., Белкина Н.А. Динамика состояния бентосных сообществ и химического состава донных отложений Онежского озера в условиях действия антропогенных и природных факторов // *Принципы экологии*. 2018. Т. 27, № 2. С. 56–74. doi:10.15393/j1.art.2018.7643
35. Ehrnsten E., Sun X., Humborg C., et al. Understanding environmental changes in temperate coastal seas: Linking models of benthic fauna to carbon and nutrient fluxes // *Frontiers in Marine Science*. 2020. Vol. 7. doi:10.3389/fmars.2020.00450
36. Ciavatta S., Kay S., Saux-Picart S., et al. Decadal reanalysis of biogeochemical indicators and fluxes in the North West European shelf-sea ecosystem // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2016. Vol. 121, N 3. P. 1824–1845. doi:10.1002/2015JC011496
37. Liu Y., Meier H.E.M., Lilola K. Nutrient transports in the Baltic Sea — results from a 30-year physical — biogeochemical reanalysis // *Biogeosciences*. Copernicus GmbH, 2017. Vol. 14, N 8. P. 2113–2131. doi:10.5194/bg-14-2113-2017

38. Fennel K., Gehlen M., Brasseur P., et al. Advancing marine biogeochemical and ecosystem reanalyses and forecasts as tools for monitoring and managing ecosystem health // *Frontiers in Marine Science*, 2019. Vol. 6. doi:10.3389/fmars.2019.00089
39. Kõuts M., Maljutenko I., Liu Y., et al. Nitrate, ammonium and phosphate pools in the Baltic Sea // *Copernicus Marine Service Ocean State Report, Issue 5 // Journal of Operational Oceanography*, 2021. P. 37–48. doi:10.1080/1755876X.2021.1946240, 2021
40. Беляев В.И. Математическое моделирование экосистем морей и океанов // *Итоги науки и техники. Серия: Общая экология. Биоценология. Гидробиология*. М., 1980. Т. 5. С. 105–153.
41. Савчук О.П., Исаев А.В., Филатов Н.Н. Трёхмерная ретроспективная оценка биогеохимической динамики азота и фосфора в экосистеме Онежского озера за период с 1985 по 2015 гг. Часть I. Сезонная динамика и пространственные особенности; интегральные потоки // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2022. Т. 15, № 2. doi:10.48612/fpg/92ge-ahz6-n2pt
42. Рябенко В.А., Карлин Л.Н., Исаев А.В. и др. Модельные оценки эвтрофикации Балтийского моря в современном и будущем климате // *Океанология*. 2016. Т. 56, № 1. С. 41–50. doi:10.1134/S0001437016010161
43. Savchuk O.P. Nutrient biogeochemical cycles in the Gulf of Riga: scaling up field studies with a mathematical model // *Journal of Marine Systems*. 2002. Vol. 32, № 4. P. 253–280. doi:10.1016/S0924-7963(02)00039-8
44. Savchuk O.P., Gustafsson Bo G., Muller-Karulis B. BALTSEM — a marine model for decision support within the Baltic Sea region // *Stockholm University*. 2012. Technical Report 7.
45. Meier H.E.M., Edman M.K., Eilola K.J., et al. Assessment of eutrophication abatement scenarios for the Baltic Sea by multi-model ensemble simulations // *Frontiers in Marine Science*. 2018. Vol. 5. P. 440. doi:10.3389/fmars.2018.00440
46. Gustafsson E., Savchuk O., Gustafsson B., et al. Key processes in the coupled carbon, nitrogen, and phosphorus cycling of the Baltic Sea // *Biogeochemistry*. 2017. Vol. 134, N3. P. 301–317. doi:10.1007/s10533-017-0361-6
47. Gustafsson E., Deutsch B., Gustafsson B.G., Humborg C., Mörtz C.-M. Carbon cycling in the Baltic Sea — The fate of allochthonous organic carbon and its impact on air–sea CO₂ exchange // *Journal of Marine Systems*. 2014. Vol. 129. P. 289–302. doi:10.1016/j.jmarsys.2013.07.005
48. Сабылина А.В., Лозовик П.А., Зобков М.Б. Химический состав воды Онежского озера и его притоков // *Водные Ресурсы*. 2010. Т. 37, № 6. С. 717–729.
49. Efremova T.A., Sabylina A.V., Lozovik P.A., et al. Seasonal and spatial variation in hydrochemical parameters of Lake Onego (Russia): insights from 2016 field monitoring // *Inland Waters. Information UK Limited*, 2019. Vol. 9, № 2. P. 227–238. doi:10.1080/20442041.2019.1568097
50. Рыжаков А.В., Вапиров В.В., Степанова И.А. Кремний в поверхностных водах гумидной зоны (на примере водных объектов Карелии) // *Труды Карельского научного центра РАН. Серия Лимнология и океанология*. 2019. № 3. С. 52–60. doi:10.17076/lim942
51. Marshall J., Adcroft A., Hill C., et al. A finite-volume, incompressible Navier Stokes model for studies of the ocean on parallel computers // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1997. Vol. 102, N C3. P. 5753–5766. doi:10.1029/96JC02775
52. Marshall J., Hill C., Perelman L., et al. Hydrostatic, quasi-hydrostatic, and nonhydrostatic ocean modeling // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1997. Vol. 102, N C3. P. 5733–5752. doi:10.1029/96JC02776
53. Gaspar P., Grégoris Y., Lefevre J.-M. A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing: Tests at station Papa and long-term upper ocean study site // *Journal of Geophysical Research*. 1990. Vol. 95, N C9. P. 16179. doi:10.1029/JC095iC09p16179
54. ERA-Interim is a global atmospheric reanalysis. <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim> (15.03.2022)
55. Сабылина А.В. Поступление в онежское озеро органического углерода, общего фосфора и общего азота с речным стоком и вынос с водами р. Свири в 1965–2008 годах // *Труды Карельского научного центра РАН. Серия Лимнология и океанология*. 2016. № 9. С. 68–77. doi:10.17076/lim307
56. Stepanauskas R., Jorgensen N.O.G., Eigaard O.R., et al. Summer inputs of riverine nutrients to the Baltic Sea: Bioavailability and eutrophication relevance // *Ecological Monographs*. 2002. Vol. 72, N 4. P. 579–597. doi:10.1890/0012-9615(2002)072[0579:SIORNT]2.0.CO;2
57. Лозовик П.А., Бородулина Г.С., Карпечко Ю.В. и др. Биогенная нагрузка на Онежское озеро по данным натурных наблюдений // *Труды Карельского Научного Центра РАН*. 2016. № 5. С. 35–52. doi:10.17076/lim303
58. Galakhina N., Zobkov M., Zobkova M. Current chemistry of Lake Onego and its spatial and temporal changes for the last three decades with special reference to nutrient concentrations // *Environmental Nanotechnology, Monitoring & Management*. 2022. Vol. 17. P. 100619. doi:10.1016/j.enmm.2021.100619
59. Pilcher D.J., McKinley G.A., Bootsma H.A., et al. Physical and biogeochemical mechanisms of internal carbon cycling in Lake Michigan // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015. Vol. 120, N 3. P. 2112–2128. doi:10.1002/2014JC010594

60. Gloege L., McKinley G.A., Mooney R.J., et al. Lake hydrodynamics intensify the potential impact of watershed pollutants on coastal ecosystem services // *Environmental Research Letters* IOP Publishing. 2020. Vol. 15, N 6. P. 064028. doi:10.1088/1748-9326/ab7f62
61. Bennington V., McKinley G.A., Kimura N., et al. General circulation of Lake Superior: Mean, variability, and trends from 1979 to 2006 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2010. Vol. 115, N C12. doi:10.1029/2010JC006261
62. Jansen J., MacIntyre S., Barrett D.C., et al. Winter limnology: How do hydrodynamics and biogeochemistry shape ecosystems under ice? // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. 2021. Vol. 126, N6. P. e2020JG006237. doi:10.1029/2020JG006237
63. Теканова Е.В., Сярки М.Т. Особенности фенологии первично-продукционного процесса в пелагиали Онежского Озера // *Известия Российской Академии Наук. Серия Биологическая*. 2015. № 6. doi:10.1134/S1062359015060114
64. Kahru M., Elmgren R., Savchuk O.P. Changing seasonality of the Baltic Sea // *Biogeosciences*. Copernicus GmbH, 2016. Vol. 13, N 4. P. 1009–1018. doi:10.5194/bg-13-1009-2016
65. Ширяев М., Семенов В., Ширяева А. Изменения продолжительности устойчивых теплого и холодного сезонов на территории России в начале XXI века // *Доклады Академии Наук*. 2018. Т. 481, № 2. doi:10.1134/S1028334X18070188
66. Ефремова Т.В., Пальшин Н.И., Белаишев Б.З. Температура воды разнотипных озер Карелии в условиях изменения климата (по данным инструментальных измерений 1953–2011 гг.) // *Водные ресурсы*. 2016. Т. 43, № 2. С. 228. doi:10.1134/S0097807816020020
67. Sterner R.W., Elser J.J. *Ecological stoichiometry: The biology of elements from molecules to the biosphere*. Princeton University Press, 2002.
68. Reynolds C.S. *The ecology of phytoplankton*. Cambridge: Cambridge University Press, 2006. doi:10.1017/CBO9780511542145
69. Sterner R.W., Andersen T., Elser J.J., et al. Scale-dependent carbon: nitrogen: phosphorus seston stoichiometry in marine and freshwaters // *Limnology and Oceanography*. 2008. Vol. 53, № 3. P. 1169–1180. doi:10.4319/lo.2008.53.3.1169
70. Sterner R. C: N: P stoichiometry in Lake Superior: freshwater sea as end member // *Inland Waters*. 2011. Vol. 1, N 1. P. 29–46. doi:10.5268/IW-1.1.365
71. Bergström A.-K., Karlsson J., Karlsson D., et al. Contrasting plankton stoichiometry and nutrient regeneration in northern arctic and boreal lakes // *Aquatic Sciences*. 2018. Vol. 80, N 2. P. 24. doi:10.1007/s00027-018-0575-2
72. Menden-Deuer S., Lessard E.J. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms, and other protist plankton // *Limnology and Oceanography*. 2000. Vol. 45, N 3. P. 569–579. doi:10.4319/lo.2000.45.3.0569
73. Raymont J.E.G. *Plankton and productivity in the oceans. Volume 2 — Zooplankton*. 2nd edition, viii, 824 pp. Pergamon Press, 1983.
74. Онежское озеро. Атлас / Под ред. Н.Н. Филатова. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2010. 151 с.
75. Dove A., Chapra S.C. Long-term trends of nutrients and trophic response variables for the Great Lakes // *Limnology and Oceanography*. 2015. Vol. 60, № 2. P. 696–721. doi:10.1002/lno.10055
76. Alin S.R., Johnson T.C. Carbon cycling in large lakes of the world: A synthesis of production, burial, and lake-atmosphere exchange estimates // *Global Biogeochemical Cycles*. 2007. Vol. 21, N 3. doi:10.1029/2006GB002881
77. Sterner R.W. In situ-measured primary production in Lake Superior // *Journal of Great Lakes Research*. 2010. Vol. 36, N1. P. 139–149. doi:10.1016/j.jglr.2009.12.007
78. Farley M. Eutrophication in fresh waters: An international review // *Encyclopedia of Lakes and Reservoirs* / ed. Bengtsson L., Herschy R.W., Fairbridge R.W. Dordrecht: Springer Netherlands, 2012. P. 258–270. doi:10.1007/978-1-4020-4410-6_79
79. Fahnenstiel G.L., Sayers M.J., Shuchman R.A., et al. Lake-wide phytoplankton production and abundance in the Upper Great Lakes: 2010–2013 // *Journal of Great Lakes Research*. 2016. Vol. 42, N 3. P. 619–629. doi:10.1016/j.jglr.2016.02.004
80. Suarez E.L., Tiffay M.-C., Kalinkina N., et al. Diurnal variation in the convection-driven vertical distribution of phytoplankton under ice and after ice-off in large Lake Onego (Russia) // *Inland Waters*. Taylor & Francis. 2019. Vol. 9, № 2. P. 193–204. doi:10.1080/20442041.2018.1559582
81. Perga M.-E., Syarki M., Spangenberg J.E. et al. Fasting or feeding: A planktonic food web under lake ice // *Freshwater Biology*. 2021. Vol. 66, N 3. P. 570–581. doi:10.1111/fwb.13661
82. Groom S., Sathyendranath S., Ban Y., et al. Satellite Ocean Colour: Current Status and Future Perspective // *Frontiers in Marine Science*. 2019. Vol. 6. doi:10.3389/fmars.2019.00485
83. Kalaroni S., Tsiaras K., Petihakis G., et al. Modelling the Mediterranean pelagic ecosystem using the POSEIDON ecological model. Part I: Nutrients and chlorophyll-a dynamics // *Deep Sea Research*. 2020. Vol. 171. P. 104647. doi:10.1016/j.dsr2.2019.104647

Three-dimensional hindcast of nitrogen and phosphorus biogeochemical dynamics in Lake Onego ecosystem...
Трёхмерная ретроспективная оценка биогеохимической динамики азота и фосфора в экосистеме Онежского озера...

84. Oveisy A., Rao R., Leon L.F., et al. Three-dimensional winter modeling and the effects of ice cover on hydrodynamics, thermal structure and water quality in Lake Erie // Journal of Great Lakes Research. 2014. Vol. 40. P. 19–28. doi:10.1016/j.jglr.2014.09.008
85. Bouffard D., Kiefer I., Wüest A., et al. Are surface temperature and chlorophyll in a large deep lake related? An analysis based on satellite observations in synergy with hydrodynamic modelling and in-situ data // Remote Sensing of Environment. 2018. Vol. 209. P. 510–523. doi:10.1016/j.rse.2018.02.056
86. Yunev O.A., Carstensen J., Stelmakh L.V., et al. Reconsideration of the phytoplankton seasonality in the open Black Sea // Limnology and Oceanography Letters. 2021. Vol. 6, N1. P. 51–59. doi:10.1002/lol2.10178
87. Pozdnyakov D.V., Korosov A.A., Petrova N.A., et al. Multi-year satellite observations of Lake Ladoga's biogeochemical dynamics in relation to the lake's trophic status // Journal of Great Lakes Research. 2013. Vol. 39. P. 34–45. doi:10.1016/j.jglr.2013.05.002
88. Поздняков Д.В., Филатов Н.Н. Вариации качества воды в Ладожском озере в весенний период в 2016 и 2017 гг.: спутниковые наблюдения // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2021. Т. 14, № 1. С. 79–85. doi: 10.7868/S2073667321010081
89. Gbagir A.-M.G., Colpaert A. Assessing the trend of the trophic state of Lake Ladoga based on multi-year (1997–2019) CMEMS GlobColour-Merged CHL-OC5 satellite observations // Sensors. Multidisciplinary Digital Publishing Institute. 2020. Vol. 20, № 23. P. 6881. doi:10.3390/s20236881
90. Savchuk O., Wulff F. Biogeochemical transformations of nitrogen and phosphorus in the marine environment — coupling hydrodynamic and biogeochemical processes in models for the Baltic proper // Contribution Systems Ecology Stockholm University. 1996.
91. Savchuk O., Wulff F. A model of the biogeochemical cycles of nitrogen and phosphorus in the Baltic // A Systems Analysis of the Baltic Sea ed. Wulff F.V., Rahm L.A., Larsson P. Berlin. Heidelberg: Springer, 2001. P. 373–415. doi:10.1007/978-3-662-04453-7_14
92. Carman R., Aigars J., Larsen B. Carbon and nutrient geochemistry of the surface sediments of the Gulf of Riga, Baltic Sea // Marine Geology. 1996. Vol. 134, N1. P. 57–76. doi:10.1016/0025-3227(96)00033-3
93. Bunting L., Leavitt P.R., Simpson G.L. et al. Increased variability and sudden ecosystem state change in Lake Winnipeg, Canada, caused by 20th century agriculture // Limnology and Oceanography. 2016. Vol. 61, N 6. P. 2090–2107. doi:10.1002/lno.10355
94. Nürnberg G.K., LaZerte B.D. More than 20 years of estimated internal phosphorus loading in polycyclic, eutrophic Lake Winnipeg, Manitoba // Journal of Great Lakes Research. 2016. Vol. 42, № 1. P. 18–27. doi:10.1016/j.jglr.2015.11.003

APPENDIX

Table A1

Parameters for the autotroph groups

Symbol	Parameters	Units	Diatoms	NonDiatoms
λ_{AN}	N/P ratio	mgN/mgP	7	7
a_{gi}	Maximum growth rate at 0 °C	day ⁻¹	1.25	0.75
b_{gi}	Temperature constant for growth and mortality	°C ⁻¹	0.078	0.12
I_{0i}	Optimal photosynthetically active radiation	W m ⁻²	25	50
h_{Ni}	Half-saturation constant for inorganic nitrogen	mg N m ⁻³	7.0	3.5
h_{Pi}	Half-saturation constant for phosphate	mg P m ⁻³	1.5	1.5
c_{rN}	Threshold ammonium concentration	mg N m ⁻³	21.0	21.0
a_{mi}	Mortality rate at 0 °C	day ⁻¹	0.4	0.15
b_{mi}	Temperature constant for mortality	°C ⁻¹	0.063	–0.2
a_{si}	Sinking velocity at 0 °C	m day ⁻¹	0.5	0.1
γ_{mi}	Mortality rate adjustment for “fit” conditions		4	4
γ_{si}	Sinking velocity adjustment for “fit” conditions		4	4
α_i	Availability as food source		1.0	1.0

УДК 556.556+551.465

© O. P. Savchuk^{1*}, A. V. Isaev², N. N. Filatov³, 2022

¹Baltic Nest Institute, Stockholm University Baltic Sea Centre, Stockholm, 10691, Sweden

²Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 117997, Nahimovsky Pr., 36, Moscow, Russia

³Northern Water Problems Institute, Karelian Research Center, Russian Academy of Sciences, 185030, Pr. Al. Nevskogo, 50, Petrozavodsk, Russia

*E-mail: oleg.savchuk@su.se

THREE-DIMENSIONAL HINDCAST OF NITROGEN AND PHOSPHORUS BIOGEOCHEMICAL DYNAMICS IN LAKE ONEGO ECOSYSTEM, 1985–2015. PART II: SEASONAL DYNAMICS AND SPATIAL FEATURES; INTEGRAL FLUXES

Received 07.02.2022, Revised 16.03.2022, Accepted 17.04.2022

Abstract

A three-dimensional coupled hydrodynamical biogeochemical model of the nitrogen and phosphorus cycles has been used for a long-term reanalysis of the Lake Onego ecosystem. The comparison between simulation and sparse irregular observations, presented in the first part of this paper, demonstrated plausibility of the reconstructed temporal and spatial features of biogeochemical dynamics at a long-term scale, while seasonal dynamics of variables and fluxes are presented here. As new regional phenological knowledge, the reanalysis quantifies that the spring phytoplankton bloom, previously overlooked, reaches a maximum of $500 \pm 128 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in May, contributes to approximately half of the lake's annual primary production of $17.0\text{--}20.6 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, and is triggered by increasing light availability rather than by an insignificant rise in water temperature. Coherent nutrient budgets provide reliable estimates of phosphorus and nitrogen residence times of 47 and 17 years, respectively. The shorter nitrogen residence time is explained by sediment denitrification, which in Lake Onego removes over 90 % of the bioavailable nitrogen input, but is often ignored in studies of other large lakes. An overall assessment of the model performance allows us considering the model a necessary and reliable tool for scenario simulations of possible changes in the Lake Onego ecosystem at the requested spatial and temporal scales.

Keywords: Lake Onego, nitrogen, phosphorus, biogeochemical cycles, mathematical modeling

© О. П. Савчук^{1*}, А. В. Исаев², Н. Н. Филатов³, 2022

¹Балтик Нест Институт Стокгольмского университета, г. Стокгольм, 10691, Швеция

²Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, 117997, Нахимовский пр., д. 36, г. Москва, Россия

³Институт водных проблем Севера, Карельский научный центр РАН, 185030, г. Петрозаводск, пр. Александра Невского, д. 50, Республика Карелия, Россия

*E-mail: oleg.savchuk@su.se

ТРЕХМЕРНАЯ РЕТРОСПЕКТИВНАЯ ОЦЕНКА БИОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ДИНАМИКИ АЗОТА И ФОСФОРА В ЭКОСИСТЕМЕ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА ЗА ПЕРИОД С 1985 ПО 2015 ГГ. ЧАСТЬ II: СЕЗОННАЯ ДИНАМИКА И ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ; ИНТЕГРАЛЬНЫЕ ПОТОКИ

Статья поступила в редакцию 07.02.2022, после доработки 16.03.2022, принята в печать 17.04.2022

Аннотация

Для многолетнего реанализа экосистемы Онежского озера была использована трехмерная объединенная гидродинамическая биогеохимическая модель круговоротов азота и фосфора. Сопоставление моделирования и разрозненных нерегулярных наблюдений, представленное в первой части статьи, продемонстрировало достоверность восстановленных временных и пространственных особенностей биогеохимической динамики в многолетнем масштабе. В данной

Ссылка для цитирования: Савчук О.П., Исаев А.В., Филатов Н.Н. Трехмерная ретроспективная оценка биогеохимической динамики азота и фосфора в экосистеме Онежского озера за период с 1985 по 2015 гг. Часть II: Сезонная динамика и пространственные особенности; интегральные потоки // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 2. С. 98–109. doi:10.48612/fpg/9mg5-run6-4zr8

For citation: Savchuk O.P., Isaev A.V., Filatov N.N. Three-Dimensional Hindcast of Nitrogen and Phosphorus Biogeochemical Dynamics in Lake Onego Ecosystem, 1985–2015. Part II: Seasonal Dynamics and Spatial Features; Integral Fluxes. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 2, 98–109. doi:10.48612/fpg/9mg5-run6-4zr8

работе представлена сезонная динамика компонентов экосистемы и биогеохимических потоков. В качестве новой региональной фенологической информации дана количественная оценка весеннего цветения фитопланктона, которое ранее упускалось из виду, но достигает максимума $500 \pm 128 \text{ мгС м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$ в мае, что составляет примерно половину годовой первичной продукции озера в размере $17,0\text{--}20,6 \text{ гС м}^{-2} \text{ год}^{-1}$, и вызывается увеличением доступности света, а не незначительным повышением температуры воды. Когерентные балансы питательных веществ обеспечивают надежные оценки времени пребывания фосфора и азота в 47 и 17 лет соответственно. Более короткое время пребывания азота объясняется денитрификацией отложений, которая в Онежском озере удаляет более 90 % биодоступного поступления азота, но часто игнорируется при исследованиях других крупных озер. Общая оценка работоспособности модели позволяет считать ее необходимым и надежным инструментом для сценарного моделирования возможных изменений экосистемы Онежского озера в требуемых пространственных и временных масштабах.

Ключевые слова: Онежское озеро, азот, фосфор, биогеохимические циклы, математическое моделирование

1. Introduction

Development of social responses to the current projections of climate change, human impacts, and their interactions made for the entire Baltic Sea Region [1, 2] require a reliable tool that could be conveniently used for downscaling and appropriate localisation of such projections for the Lake Onego ecosystem. An ultimate tool for performing such highly sophisticated tasks is an ecosystem modelling [3–6], including modelling of Ladoga and Onego lakes [7–10]. The necessary model has recently been developed and its plausible performance at a long-term large-scale was presented in the first part of this paper [11]. Here, we continue the presentation of model performance at the seasonal scales as well as analyse the biogeochemical fluxes as the most important driving force behind the dynamics of variables.

2. Seasonal dynamics

Here, we begin with presenting long-term average seasonal dynamics (cf. Fig. 8 in [11]) before analysing its mechanisms. As there is no available data on the phenological phase of the spring phytoplankton bloom in Lake Onego, we present this biogeochemically important phenomenon in more detail for the first time.

The maximum concentration of inorganic nutrients is reached when the winter accumulation due to pelagic and sediment remineralization is interrupted because of increasing nutrient uptake by developing phytoplankton. Thus, the date of maximum inorganic nutrients can be considered the onset of spring blooming, which, in the model, begins at the end of April with half-month interannual fluctuations (Table 1). Within these fluctuations, there is a tendency for an earlier spring onset, from the beginning of May to the end of April (cf. Fig. 7 in [11]). For phytoplankton primary production, dominated in spring by diatoms, it takes an average of 1 month to reach its maximum, commencing over the years as early as May 3 and as late as June 13 in some years, without any long-term trend.

Although a spring bloom phase is typical in boreal and arctic lakes phenology [12–17], there is almost no information on daily spring PP values measured in limnological conditions, similar to that of the boreal oligotrophic Lake Onego, situated between 61° N and 63° N . In Lake Baikal, areal primary production was measured as $800 \pm 310 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ under exceptionally transparent ice [18]. In Lake Superior, a PP rate of $220 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ was measured on April 30, 2008 [19], while rates of $150 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ and $200 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ were reported from ice-free April 1999 and partly icy June in 2000 [20]. These measurements are extremely similar to the spring maxima simulated with a medium-complexity ecosystem model for 1997–2001, reaching up to $200 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ [21]. As can only be expected, Lake Onego's spring maximum PP rates are approximately twice of the rates in Lake Superior, where median TP and DIP concentrations were less than 3 mg P m^{-3} and 0.7 mg P m^{-3} [22], that is, less than a third of Lake Onego's winter maximum stocks, providing for a much higher autochthonous production of organic matter

Table 1

Simulated spring maxima of winter nutrient surface accumulation (mg P (N) m^{-3}), phytoplankton primary production (PP, $\text{mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), and biomass (Phyto, $\text{g wet weight m}^{-3}$) accompanied by the Gregorian day of year of its commencement (mean $\pm$ SD) with the range of its occurrence

	DIP	TP	DIN	TN	PP	Phyto
Maximum	6.0 ± 0.4	11.4 ± 0.6	230 ± 34	710 ± 74	500 ± 128	1.4 ± 0.3
Min/max	5.0/6.8	10.2/12.6	164/279	574/808	288/723	0.8/1.9
Day of year	118 ± 12	124 ± 12	116 ± 11	121 ± 11	149 ± 12	139 ± 9
Date range	Mar 27–May 15	Apr 2–May 21	Mar 28–May 14	Mar 31–May 19	May 3–Jun 13	May 3–Jun 5

(cf. Fig. 8, *a* and Fig. 9, *d* in [11]; Table 1). Higher spring PP rates of up to $1200 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ were measured in 1985–1987 in three small Northern Wisconsin lakes located at 46° N and having comparable to Lake Onego spring TP concentrations [23]. Similarly, high spring rates of $800\text{--}1200 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ were measured in the offshore region of south-eastern Lake Michigan in the 1980s and the 1990s [24].

After the spring bloom, the simulated ecosystem segued into the summer phase (see Fig. 9, *d*, *e* in [11], and Fig. 1 and Fig. 2 below), characterized by progressively decreasing phytoplankton biomass to levels of approximately 0.1 and 0.4 g ww m^{-3} in the open waters and the major bays, respectively. Phytoplankton PP in these regions remained in a quasi-steady state, at less than 100 and $200\text{--}300 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in the open waters and major bays, respectively (cf. Table 1 in [11]). During summer, the simulated open-lake average diatom biomass of 0.1 g ww m^{-3} still dominated the phytoplankton community. The concurrently developing simulated non-diatom complex reached its maximum biomass of 0.01 g ww m^{-3} in July – August. Unfortunately, the paucity and irregularity of available data hamper an appropriate model-data comparison. For instance, the wide ranges of phytoplankton biomass in Central and Big Onego during summer (July – October) of 1989–2006 are based on only 32 and 34 measurements of diatom and non-diatom biomass, respectively [25]. The median $\pm$ the standard error of the median, estimated from these scarce data are $0.42 \pm 0.108 \text{ g ww m}^{-3}$ and $0.027 \pm 0.012 \text{ g ww m}^{-3}$ for the diatom and non-diatom biomass, respectively (Table 1 in [25]).

Organic matter produced by phytoplankton accumulated in the water column to levels of up to 5 mg P m^{-3} (compare the difference between DIP and TP in Fig. 8, *c* in [11]). Its particulate fraction (detritus) exceeded $1\text{--}2 \text{ mg P m}^{-3}$ in the epilimnion and, together with phytoplankton, was grazed by zooplankton, whose biomass reached its maximum of $0.1\text{--}0.2 \text{ g ww m}^{-3}$ in July – August. The average value of zooplankton biomass measured during the vegetation period was $0.1\text{--}0.33 \text{ g ww m}^{-3}$ [8]. Unconsumed and non-mineralized detritus sediments out on the lake bottom, where it is partly buried and mineralized generating characteristic seasonal dynamics (cf. Fig. 8, *f* in [11]). With a sediment weight C: N ratio of approximately 10 [26, 27], the amplitude of seasonal variations of 1 g N m^{-2} corresponds to organic carbon seasonal variations in the sediments of approximately 10 g C m^{-2} . Primary production during autumn diatom blooming and phytoplankton biomass was simulated up to $130 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ and 0.2 g ww m^{-3} , respectively, which constitutes triple that reported as $40 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ and quarter that reported as 0.8 g ww m^{-3} [25].

Regarding phenological generalization [25, 28], it is worth noting that a neglect of the spring phytoplankton bloom phenomenon as well as the normalization by the maximum value measurements available only from the post-bloom “summer window”, which is rather typical in lake research [13], has resulted in a number of misleading implications. Here, we amend such implications with the following conclusions: a) the seasonal maximum of daily PP and the greatest contribution to annual PP occurred during spring, not summer; b) the initiation of the vegetational season was due to increasing light availability, with temperature dynamics playing a later role, due to thermal convection and augmented nutrient regeneration (see below); and c) the spring bloom was produced by diatoms, which contributed most also to the summer both biomass (Fig. 1) and PP in all regions except for the Kondopoga and Zaon-egskiy bays, where their contributions were approximately the same as that of non-diatoms (not shown).

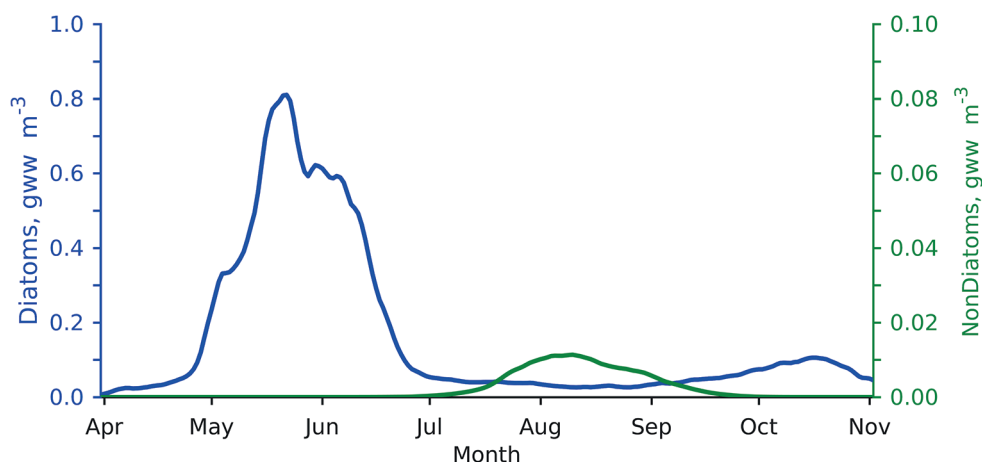


Fig. 1. Long-term average (1985–2015) of the simulated seasonal dynamics of diatom and non-diatom biomass (note ten-fold difference in scale) averaged over surface layer of four open water limnic regions (South Onego, Central Onego, Big Onego, and Small Onego, see also Fig. 2 in [11])

The mechanisms of seasonal dynamics in boreal lake ecosystems are well known, although the under-ice and melting-ice phases have often been overlooked and understudied [13, 29]. In the model developed in this study, seasonal ecosystem dynamics were determined by a close interaction between physical phenomena including transports, and biogeochemical processes (Fig. 2). Under the condition of reverse temperature stratification (Fig. 2, *a*), hampering the downward mixing of phytoplankton cells, winter accumulation of phosphates in the water column, occurring mostly owing to sediment release of mineralization products (Fig. 2, *b*), was interrupted by a mounting phosphate uptake by developing phytoplankton. The increasing phytoplankton growth rate was determined by the rise in light availability occurring in the model with the ice melt. Phytoplankton PP and biomass quickly reached their maxima (Fig. 2, *c*, see also Table 1) and continued to develop with the support of phosphates brought upwards by total lake turnover when water temperature reached its ubiquitous value of 4 °C. Later on, when the surface layer was depleted of DIP, the phytoplankton continued autotrophic activity in the deeper water layer under the thermocline [19, 30, 31], where light needed for photosynthesis was still sufficient. DIP also became available due to upward transport from the deeper layers, where DIP had been accumulating owing to organic matter mineralization in the water body

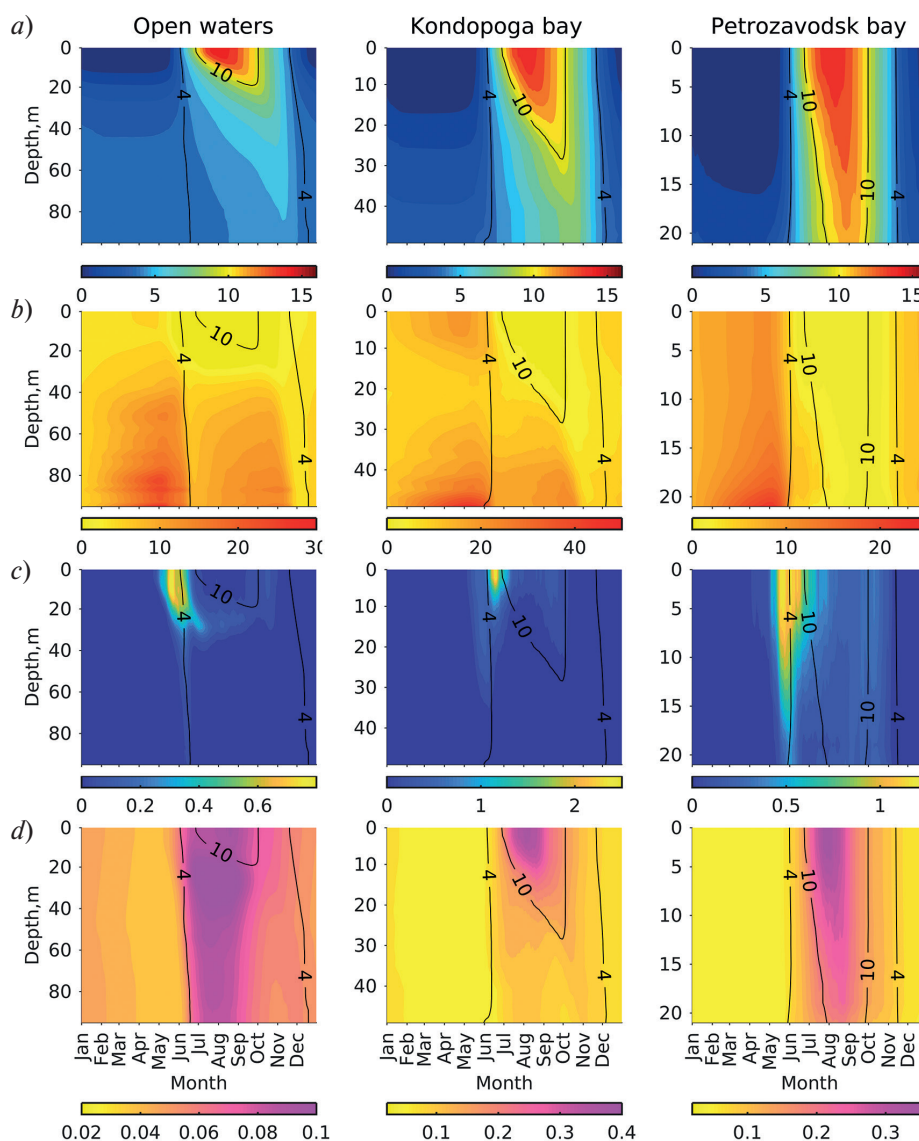


Fig. 2. Simulated long-term average (1985–2015) time-depth seasonal dynamics of water temperature, °C (*a*); DIP, mg P m⁻³ (*b*); phytoplankton biomass, g ww m⁻³ (*c*); and zooplankton biomass g ww m⁻³ (*d*) in openwaters (South, Central, Big, and Small Onego) shown in left panel, Kondopoga (middle panel), and Petrozavodsk (right panel) bays, see also Fig. 2 in [11]). Contour plots are overlaid with isotherms of 4 °C (temperature of maximal water density) and 10 °C (delimiting “biological summer”). Note differences in depth and colour palette scales

and sediments. In the shallower Kondopoga and, especially Petrozavodsk bays the direct support of the primary production by the sediment mineralization is even more pronounced (Fig. 2, *b* and *c*). Organic matter produced by autotrophs and distributed through the water column as both live cells and detritus feed zooplankton, allowing them to reach their maxima in August (Fig. 2, *d*). Vertical water convection associated with autumn cooling brought up enough phosphates to support a minor autumn bloom (Fig. 2, *b*, *c*).

As organic matter oxidized via limnetic and sediment biochemical mineralization as well as zooplankton catabolism consumed oxygen, the dynamics of its concentration in the hypolimnion (not shown) were reciprocal to the dynamics of phosphate as a product of organic phosphorus oxidation (Fig. 2, *b*). In deep water layers, the winter maximum oxygen reserve, generated by the turnover of the water column in December, was being continuously depleted until the May minimum temperature. The oxygen reserve was then replenished by the late June turnover and reached the second minimum in September; however, the oxygen consumption was slow; for instance, integrally only 40 and 50 g O₂ m⁻² yr⁻¹ was taken up by the water and sediments, respectively, compared with 140–560 g O₂ m⁻² yr⁻¹ consumed by sediments in western Lake Erie [32]. Seasonal amplitude was small, and simulated oxygen concentration in the deepest grid's depth of 90 m in Big Onego (site 4 in Fig. 9, *f*, *g* in [11]) alternated inter-annually between maximums of 11.98 ± 0.22 g O₂ m⁻³ and minimums of 7.00 ± 1.84 g O₂ m⁻³. These averages far exceeded the oxygen deficit values that would trigger and maintain the “vicious circle” of eutrophication, which, in the Baltic Sea, is driven by the intensification of denitrification under hypoxic conditions and phosphate release from anoxic bottoms, thus, lowering the DIN: DIP ratio and leading to the expansion of diazotrophic cyanobacteria blooms [33, 34]. The “vicious circle” incidence seems unlikely in Lake Onego yet, because of DIN concentrations being high and deep layers being ventilated twice a year (cf. Fig. 2, *a*). For example, explanations for the ongoing eutrophication and emergent cyanobacteria blooms in large boreal lakes, such as Lake Winnipeg and Lake Superior, are sought in the immediate effects of changing external inputs and impacts rather than in the evolution of internal biogeochemical cycling [26, 35–38].

3. Spatial features of seasonal dynamics

These described general interactions are largely occurring in the vast deep-water areas. In coastal areas shallower than 30 m, which occupy approximately 53 % of Lake Onego's area, especially in the bays, dynamics differ (Fig. 2; see also Fig. 9, *d*, *e* in [11]), mainly because of the continuous sustenance of PP by nutrients regenerated at- and released from the bottom sediments situated within the epilimnion. Besides spatial gradients between coastal areas and deep-water areas (cf. Fig. 9 in [11]), the seasonal dynamics are clearly seen in large scale spatial features presented in Fig. 3 for the time of the winter maximum nutrient accumulation (cf. Table 1) and the mid-August cross-sections.

The reversed vertical distribution of the water temperature in winter (cf. Fig. 2, *a*) is replaced by stratification separating water body on epilimnion and hypolimnion (Fig. 3, *a*, see also Fig. 6 in [11]). With a shallowing of the lake towards the south, hypolimnion layers become less stratified due to intensified mixing performed by the variety of water movements [8]. Apparently, such movements are less effective during the ice period, that is before the spring turnover of the water column (Fig. 2, *a*). Such hydrodynamical “passiveness” results in near bottom accumulation of phosphorus both sinking down from the above layers and released due to mineralization in the water column and sediments (Fig. 3, *b*, *c*). Later, during vegetational season nutrients are, first, almost homogenized vertically by the spring turnover and then start accumulating in the hypolimnion again (Fig. 2, *b*, *c*). Such development and distribution can also be seen in very sparse and irregular measurements ([39, 40], see maps and cross-sections at p. 85 in [9]).

4. Biogeochemical fluxes and budgets

There is almost no historical or contemporary information about external and, especially, internal biogeochemical fluxes based on field measurements, except for instances of compiled nutrient inputs and PP estimates. Instead, we present two subsets of 5-year averages obtained by the annual integration of the simulated three-dimensional fields of concentrations and selected biogeochemical fluxes over the entire Lake Onego (Table 2, see Fig. 1 and 2 in [11]). We used these subsets, reconstructed by internally consistent numerical reanalysis, to demonstrate and highlight the most important features of the biogeochemical cycles of Lake Onego.

First, the comparison of external exchanges with internal cycling clearly showed that nutrient cycles were driven mostly by internal biogeochemical processes. Annual integrals of both the external inputs of nutrients into Lake Onego and their removal: a) by a permanent sediment burial, b) with the Svir River outflow, and c) by denitrification, were several times smaller than the stocks already accumulated and cycling in the water body and in the bottom sedi-

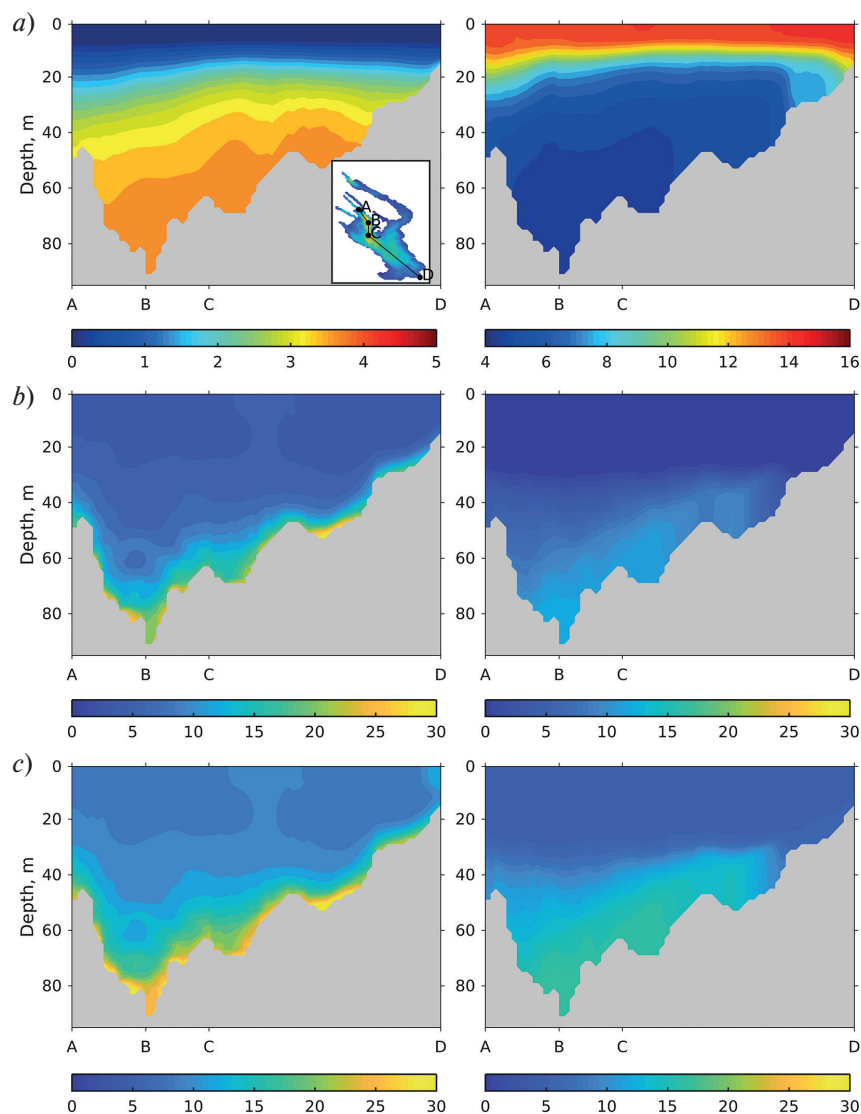


Fig. 3. Simulated long-term average (1985–2015) distribution of water temperature, °C (a, note different colour palette scales), DIP, mg P m⁻³(b), and TP mg P m⁻³ (c) at cross-section ABCD on Day 118 (left panel) and Day 227 (right panel). Note different colour palette scales

ments. Only 17 % of P and 25 % of N were provided to autotrophs externally, while the rest was supported by inorganic nutrients regenerated in the water column and released from the sediments. The prevalence of internal cycling over external impacts is common in neighbouring Baltic Sea ecosystems [41–43] and in the remote Lake Superior [22].

The balance between external exchanges and internal cycling is usually expressed with a “nutrient residence time”, calculated as the ratio of integral nutrient stock to the amount causing the annual change of the stock, where total external input traditionally serves as a denominator. In addition, by estimating nutrient residence times from long-term reanalysis with seasonal and interannual variations (see Fig. 3 and 8 in [11]), we could also relate the total stock to a half-sum of sources and sinks. For instance, limnetic P residence time based on the 1985–2015 averages was calculated as the integral TP amount (2,681 t P) divided by the half-sum of total P input (834 t P yr⁻¹), export via the Svir River (131 t P yr⁻¹), sedimentation out of the water body (3,371 t P yr⁻¹), and phosphate release from the sediments back into the water body (2,401 t P yr⁻¹).

Limnetic nutrient residence times, calculated relatively to either only external inputs or accounting for the water-bottom exchange, were short (Table 2), explaining the fast responsiveness of Lake Onego’s waters to interannual variations of external effects (see Fig. 3 and 8 in [11]). The residence time for an external P input of 3.6 years has also been estimated on the basis of field observations [44]. Although with some controversy generated by the different

Table 2

Simulated annual biogeochemical fluxes and total amounts of nutrients, integrated over the entire Lake Onego and averaged for the start and end 5-year time intervals. Nutrient residence times are estimated for the entire 1985–2015 simulated time interval

Parameters	Phosphorus fluxes, t P yr ⁻¹		Nitrogen fluxes, t N yr ⁻¹	
	1985–1990	2011–2015	1985–1990	2011–2015
External exchange				
Total nutrient input	814	862	18.662	13.649
Dissolved inorganic	395	431	5.724	4.950
Labile dissolved organic	356	366	4.573	3.338
Export via Svir River	136	149	9.645	5.605
Permanent burial*	653	688	1.459	1.555
Denitrification			7.221	7.638
Internal cycling and bottom-water exchange				
Uptake by autotrophs	4.327	4.708	30.289	32.958
Total limnetic recycling	1.586	1.731	13.628	13.189
Sedimentation	3.278	3.542	23.048	24.920
Sediment release	2.334	2.483	13.669	14.897
Total amount**, tonnes				
Water column	2.641	2.832	224.711	168.598
Sediments	39.743	41.757	88.798	94.190
System	42.383	44.588	313.509	262.788
Nutrient residence time (1985–2015), years				
Limnetic***	0.8 (3.2)		6.4 (12.4)	
Sediments	12.2		3.8	
System	46.9		17.4	

* — Simulated with uniform burial rate of 0.8 mm yr⁻¹, well fit to the observed range of 0.2–1.5 mm yr⁻¹ [45].

** — Average calculated on January 1 of every simulated year.

*** — Average total amount divided by the half-sum of sources and sinks (average total amount divided by average external input).

methods of calculation, similar P residence times, from a few months to several years, have been estimated for Lake Superior [22]. However, N residence time, despite being reevaluated in [22] to 55 years from an older estimate of 160 years, is still approximately ten times longer in Lake Superior than in Lake Onego. Such estimates, which are traditionally made only for water bodies and do neglect nutrient stocks and processes in the surface biogeochemically active layer of the bottom sediments, can be quite misleading. For the entire Lake Onego ecosystem, longer residence times of 47 and 17 years for P and N, respectively, were calculated when accounting for both the water and sediment stocks. Consequently, in contrast to short-term responses to external inputs, the long-term reaction of the entire phosphorus-limited Lake Onego ecosystem would be slow, as seen in Fig. 8 in [11].

The lower buffer capacity with respect to nitrogen was explained by denitrification, which is inevitably set at some depth in the pore waters over the entire sediment area but is sometimes overlooked in studies of large boreal lakes [22, 26, 46, 47]. Nowadays, denitrification in Lake Onego removes 56 % of the total nitrogen input or over 90 % of the bioavailable nitrogen input. The Lake Onego long-term lake-wide mean denitrification rate of 0.8 g N m⁻² yr⁻¹ belongs within the range 0.12–7 g N m⁻² yr⁻¹ that was compiled for oligotrophic and oligo-mesotrophic lakes in [48]. These authors also reported an average rate of 13 g N m⁻² yr⁻¹ when measured at multiple littoral sites in the oligotrophic Lake Memphremagog (located at approximately 45° N) with water temperatures exceeding 18 °C. Similarly, high rates (13 g N m⁻² yr⁻¹ in 2016 and 5 g N m⁻² yr⁻¹ in 2017) were measured in the eutrophic western basin of Lake Erie [32]. Measurements at 86 different stations across lakes Superior, Huron, Erie, and Ontario varied both spatially and temporally from 0.01 to about 400 g N m⁻² yr⁻¹, covering wide ranges within each lake and exhibiting significant overlapping; for example, the denitrification rates measured in the Lake Superior bays were closer to the rates in Lake Erie and Huron than at other deep sites in Lake Superior [49]. Evidently, spatial inhomogeneity and seasonal variations also exist in Lake Onego (see Figs. 8, f and 9, g in [11]). For example, at the deepest site 4 (see Fig. 9, g in [11]) the denitrification rate reached up to 5 ± 0.3 g N m⁻² yr⁻¹ (mean ± SD) in July — August, i.e. after sedimentation of the freshly produced detritus.

Together with burial, denitrification removes approximately 40 % of organic nitrogen that reaches the bottom surface (cf. Table 2); the rest is returned to the water column at an average rate of 1.5 g N m⁻² yr⁻¹, which is compa-

able to $0.9 \text{ g N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ calculated here as a difference between nitrification and denitrification rates measured in the sediment core incubation in Lake Superior [50]. In Lake Onego, an almost equal share of inorganic nitrogen was provided by the total recycling of $1.4 \text{ g N m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ in the water body.

In Lake Onego, the bottom release of phosphorus ($0.26 \text{ g P m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$), which returns approximately 70 % of the annual sedimentation to the water column, is more important for internal cycling than limnetic phosphorus recycling ($0.18 \text{ g P m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$). These values are within the same order of magnitude as mineralization rates of organic phosphorus ($0.4\text{--}1.2 \text{ g P m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) in the water column of Lake Superior [22] and bottom release rates of $0.6 \text{ g P m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ in western Lake Erie [32], or extrapolations of $0.4 \text{ g P m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ which were estimated over Lake Winnipeg by [51]. In the neighbouring oligotrophic Lake Ladoga, an extensive sediment survey resulted in a range of $0.02\text{--}0.24 \text{ g P m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ [52].

5. Conclusions

1. The presented seasonal dynamics, including its spatial features as well as the analysis of simulated biogeochemical fluxes have further confirmed plausibility of our reanalysis and suitability of the model for studies of the past, present, and future Lake Onego ecosystem at necessary spatial and temporal scales.

2. This reanalysis generated regionally new phenological knowledge that was previously missed due to a lack of regular winter observations. The analysis of the simulation quantified that the spring phytoplankton bloom, which was previously overlooked, occurred at the beginning of May and contributed to approximately half of the annual primary production of the lake. This bloom was triggered by increasing sun radiation rather than an insignificant rise in water temperature.

3. Coherent nutrient budgets built on the simulated stocks and biogeochemical fluxes integrated over the water body and bottom sediments, which are often neglected in some other studies, revealed a high buffer capacity of Lake Onego, which is also reflected in long phosphorus and nitrogen residence times, 47 and 17 years, respectively. Effective buffering is defined by an internal biogeochemical cycling of nutrients within and between the pelagic and benthic subsystems, which is much more intensive than external inputs and exchange.

4. The shorter nitrogen residence time was explained by sediment denitrification, which is often ignored in studies of other large lakes, together with insufficient attention to the sediments and their role in biogeochemical cycling.

6. Acknowledgments

We are grateful to N.M. Kalinkina, T.F. Tekanova, and M.B. Zobkov for their helpful discussions on the purpose and results of this study.

7. Funding

The author O.S. was supported by the Swedish Agency for Marine and Water Management through their grant 1:11—Measures for the marine and water environment. The author A.I. conducted the present study within the framework of state assignment (Theme No. FMWE-2021–0014). The author N.F. conducted the present study within the framework of state assignment (Theme No. FMEN-2021–0007).

References

1. Meier H.E.M., Kniebusch M., Dieterich C., et al. Climate change in the Baltic Sea region: a summary. *Earth System Dynamics*. 2022, 13, 1, 457–593. doi:10.5194/esd-13-457-2022
2. Reckermann M., Omstedt A., Soomere T., et al. Human impacts and their interactions in the Baltic Sea region. *Earth System Dynamics*. 2022, 13, 1, 1–80. doi:10.5194/esd-13-1-2022
3. Di Toro D.M., Connolly J.P. Mathematical models of water quality in large lakes. Lake Erie eutrophication of waters: Monitoring, Assessment and Control, Paris, OECD, 1982. 154 p.
4. Straskraba M., Gnauck A. Freshwater ecosystems. Modelling and simulation. *Elsevier Science Publishers, Amsterdam*, 1985.
5. Mooij W.M., Trolle D., Jeppesen E., et al. Challenges and opportunities for integrating lake ecosystem modelling approaches. *Aquatic Ecology*. 2010, 44, 3, 633–667. doi:10.1007/s10452-010-9339-3
6. Vinçon-Leite B., Casenave C. Modelling eutrophication in lake ecosystems: A review. *Science of the Total Environment*. 2019, 651, 2985–3001. doi:10.1016/j.scitotenv.2018.09.139
7. Menshutkin V.V., Vorobieva O.N. A model of the ecological system of Lake Ladoga. *The current state of the ecosystem of Lake Ladoga*. Editor N.A. Petrova, G.F. Raspletina. *Leningrad, Nauka*, 1987, 187–200 p. (In Russian).

8. Rukhovets L., Filatov N. Ladoga and Onego — Great European Lakes: Observations and Modeling. *Berlin Heidelberg, Springer-Verlag*, 2010. doi:10.1007/978-3-540-68145-8
9. Filatov N.N. (Editor): Diagnosis and forecast of thermohydrodynamics and ecosystems of the Great Lakes of Russia. *Karelian Research Center of the Russian Academy of Sciences. Petrozavodsk*, 2020 (In Russian).
10. Isaev A.V., Savchuk O.P. Diagnosis of the Lake Ladoga ecosystem and prognosis of its evolution under possible climate change by the means of mathematical modelling of the biogeochemical fluxes. Diagnosis and forecast of thermohydrodynamics and ecosystems great lakes of Russia, edited by: Filatov N.N. *Karelian Research Center of the Russian Academy of Sciences. Petrozavodsk*, 2020 (In Russian).
11. Isaev A.V., Savchuk O.P., Filatov N.N. Three-dimensional hindcast of nitrogen and phosphorus biogeochemical dynamics in Lake Onego ecosystem, 1985–2015. Part I: Long-term dynamics and spatial distribution. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 2, 76–97. doi:10.48612/fpg/e1m2-63b5-rhvg
12. Vehmaa A., Salonen K. Development of phytoplankton in Lake Pääjärvi (Finland) during under-ice convective mixing period. *Aquatic Ecology*. 2009, 43, 3, 693–705. doi:10.1007/s10452-009-9273-4
13. Hampton S.E., Moore M.V., Ozersky T., et al. Heating up a cold subject: prospects for under-ice plankton research in lakes. *Journal Of Plankton Research*. 2015, 37, 2, 277–284. doi:10.1093/plankt/fbv002
14. Hampton S.E., Galloway A.W.E., Powers S.M., et al. Ecology under lake ice. *Ecology Letters*. 2017, 20, 1, 98–111. doi:10.1111/ele.12699
15. Salmi P., Salonen K. Regular build-up of the spring phytoplankton maximum before ice-break in a boreal lake. *Limnology and Oceanography*. 2016, 61, 1, 240–253. doi:10.1002/lno.10214
16. Maier D.B., Diehl S., Bigler C. Interannual variation in seasonal diatom sedimentation reveals the importance of late winter processes and their timing for sediment signal formation. *Limnology and Oceanography*. 2019, 64, 3, 1186–1199. doi:10.1002/lno.11106
17. Yang B., Wells M.G., Li J., Young J. Mixing, stratification, and plankton under lake-ice during winter in a large lake: Implications for spring dissolved oxygen levels. *Limnology and Oceanography*. 2020, 65, 11, 2713–2729. doi:10.1002/lno.11543
18. Shchur L.A., Bondarenko N.A. Comparative analysis of phytoplankton of the Baikal and Khanka Lakes. *Hydrobiological Journal*. 2012, 48, 3. doi:10.1615/HydrobJ.v48.i3.20
19. Sterner R.W. In situ-measured primary production in Lake Superior. *Journal of Great Lakes Research*. 2010, 36, 1, 139–149. doi:10.1016/j.jglr.2009.12.007
20. Urban N.R., Auer M.T., Green S.A., et al. Carbon cycling in Lake Superior. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2005, 110, C6. doi:10.1029/2003JC002230
21. Bennington V., McKinley G.A., Urban N.R., et al. Can spatial heterogeneity explain the perceived imbalance in Lake Superior's carbon budget? A model study. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. 2012, 117, G3. doi:10.1029/2011JG001895
22. Urban N.R. Nutrient cycling in Lake Superior: A retrospective and update. *State of Lake Superior. Michigan State University Press*, 2009.
23. Adams M.S., Meinke T.W., Kratz T.K. Primary productivity of three Wisconsin LTER lakes, 1985–1990. *SIL Proceedings*, 1922–2010. *Taylor & Francis*. 1993, 25, 1, 406–410. doi:10.1080/03680770.1992.11900149
24. Fahnenstiel G., Pothoven S., Vanderploeg H., et al. Recent changes in primary production and phytoplankton in the offshore region of southeastern Lake Michigan. *Journal of Great Lakes Research*. 2010, 36, 20–29. doi:10.1016/j.jglr.2010.03.009
25. Tekanova E.V., Syarki M.T. Peculiarities of phenology of the primary production process in the pelagic zone of Lake Onega. *Biology Bulletin*. 2015, 42, 6, 556–562. doi:10.1134/S1062359015060114
26. Bunting L., Leavitt P.R., Simpson G.L., et al. Increased variability and sudden ecosystem state change in Lake Winnipeg, Canada, caused by 20th century agriculture. *Limnology and Oceanography*. 2016, 61, 6, 2090–2107. doi:10.1002/lno.10355
27. Kalinkina N., Belkina N. Dynamics of benthic communities' state and the sediment chemical composition in Lake Onega under the influence of anthropogenic and natural factors. *Principy Ekologii*. 2018, 7, 56–74 (in Russian). doi:10.15393/jl.art.2018.7643
28. Syarki M.T., Tekanova E.V. Seasonal primary production cycle in Lake Onega. *Biology Bulletin*. 2008, 35, 5, 536–540. doi:10.1134/S1062359008050166
29. Jansen J., MacIntyre S., Barrett D.C., et al. Winter limnology: How do hydrodynamics and biogeochemistry shape ecosystems under ice? *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. 2021, 126, 6, e2020JG006237. doi:10.1029/2020JG006237
30. Fahnenstiel G.L., Scavia D. Dynamics of Lake Michigan phytoplankton: the deep chlorophyll layer. *Journal of Great Lakes Research*. 1987, 13, 3, 285–295. doi:10.1016/S0380-1330(87)71652-9
31. Rowe M.D., Anderson E.J., Wang J., Vanderploeg H.A. Modelling the effect of invasive quagga mussels on the spring phytoplankton bloom in Lake Michigan. *Journal of Great Lakes Research*. 2015, 41, 49–65. doi:10.1016/j.jglr.2014.12.018
32. Boedeker A.R., Niewinski D.N., Newell S.E., et al. Evaluating sediments as an ecosystem service in western Lake Erie via quantification of nutrient cycling pathways and selected gene abundances. *Journal of Great Lakes Research*. 2020, 46, 4, 920–932. doi:10.1016/j.jglr.2020.04.010

33. Vahtera E., Conley D.J., Gustafsson B.G., et al. Internal ecosystem feedbacks enhance nitrogen-fixing cyanobacteria blooms and complicate management in the Baltic Sea. *AMBIO*. 2007, 36, 2, 186–194. doi:10.1579/0044-7447(2007)36[186: IEFENC]2.0.CO;2
34. Savchuk O.P. Large-scale nutrient dynamics in the Baltic Sea, 1970–2016. *Frontiers Marine. Science*. 2018, 5, 95. doi:10.3389/fmars.2018.00095
35. Schindler D.W., Hecky R.E., McCullough G.K. The rapid eutrophication of Lake Winnipeg: Greening under global change. *Journal of Great Lakes Research*. 2012, 38, 6–13, doi:10.1016/j.jglr.2012.04.003
36. Zhang W., Rao Y.R. Application of a eutrophication model for assessing water quality in Lake Winnipeg. *Journal of Great Lakes Research*. 2012, 38, 158–173. doi:10.1016/j.jglr.2011.01.003
37. Sterner R.W., Reinl K.L., Lafrancois B.M. et al. A first assessment of cyanobacterial blooms in oligotrophic Lake Superior. *Limnology and Oceanography*. 2020, 65, 12, 2984–2998. doi:10.1002/lno.11569
38. Howarth R.W., Chan F., Swaney D.P. et al. Role of external inputs of nutrients to aquatic ecosystems in determining prevalence of nitrogen vs. phosphorus limitation of net primary productivity. *Biogeochemistry*. 2021. doi:10.1007/s10533-021-00765-z
39. Efremova T.A., Sabylina A.V., Lozovik P.A. et al. Seasonal and spatial variation in hydrochemical parameters of Lake Onego (Russia): insights from 2016 field monitoring. *Inland Waters*. 2019, 9, 2, 227–238. doi:10.1080/20442041.2019.1568097
40. Galakhina N., Zobkov M., Zobkova M. Current chemistry of Lake Onego and its spatial and temporal changes for the last three decades with special reference to nutrient concentrations. *Environmental Nanotechnology, Monitoring & Management*. 2022, 17, 100619, doi:10.1016/j.enmm.2021.100619
41. Savchuk O.P. Nutrient biogeochemical cycles in the Gulf of Riga: scaling up field studies with a mathematical model. *Journal of Marine Systems*. 2002, 32, 4, 253–280. doi:10.1016/S0924-7963(02)00039-8
42. Savchuk O.P. Resolving the Baltic Sea into seven subbasins: N and P budgets for 1991–1999. *Journal of Marine Systems*. 2005, 56, 1, 1–15. doi:10.1016/j.jmarsys.2004.08.005
43. Savchuk O.P. Large-scale nutrient dynamics in the Baltic Sea, 1970–2016. *Frontiers Marine Sciences*. 2018, 5, 95. doi:10.3389/fmars.2018.00095
44. Lozovik P.A., Borodulina G.S., Karpechko Y.V., et al. Nutrient load on lake Onego according to field data. *Proceedings of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences*. 2016, 5, 35–52 (In Russian). doi: 10.17076/lim303
45. Strakhovenko V.D., Belkina N.A., Efremenko N.A., et al. The first data on the mineralogy and geochemistry of the suspension of lake Onega. *Geologia i Geofisika*. 2022, 1, 68–86 (In Russian). doi:10.15372/GiG2020198
46. Finlay J.C., Sterner R.W., Kumar S. Isotopic evidence for in-lake production of accumulating nitrate in Lake Superior. *Ecological Applications*. 2007, 17, 8, 2323–2332. doi:10.1890/07-0245.1
47. Scavia D., Allan J.D., Arend K.K., et al. Assessing and addressing the re-eutrophication of Lake Erie: Central basin hypoxia. *Journal of Great Lakes Research*. 2014, 40, 2, 226–246. doi:10.1016/j.jglr.2014.02.004
48. Saunders D.L., Kalff J. Denitrification rates in the sediments of Lake Memphremagog, Canada — USA. *Water Research*. 2001, 35, 8, 1897–1904. doi:10.1016/S0043-1354(00)00479-6
49. Small G.E., Finlay J.C., McKay R.M.L., et al. Large differences in potential denitrification and sediment microbial communities across the Laurentian great lakes. *Biogeochemistry*. 2016, 128, 3, 353–368. doi:10.1007/s10533-016-0212-x
50. Small G.E., Cotner J.B., Finlay J.C., et al. Nitrogen transformations at the sediment — water interface across redox gradients in the Laurentian Great Lakes. *Hydrobiologia*. 2014, 731, 1, 95–108. doi:10.1007/s10750-013-1569-7
51. Nürnberg G.K., LaZerte B.D. More than 20 years of estimated internal phosphorus loading in polymictic, eutrophic Lake Winnipeg, Manitoba. *Journal of Great Lakes Research*. 2016, 42, 1, 18–27. doi:10.1016/j.jglr.2015.11.003
52. Ignatieva N.V. Distribution and release of sedimentary phosphorus in Lake Ladoga. *Hydrobiologia*. 1996, 322, 1, 129–136. doi:10.1007/BF00031817

Литература

1. Meier H.E.M., Kniebusch M., Dieterich C., et al. Climate change in the Baltic Sea region: a summary // *Earth System Dynamics*. Copernicus GmbH, 2022. Vol. 13, N 1. P. 457–593. doi:10.5194/esd-13-457-2022
2. Reckermann M., Omstedt A., Soomere T., et al. Human impacts and their interactions in the Baltic Sea region // *Earth System Dynamics*. Copernicus GmbH, 2022. Vol. 13, N 1. P. 1–80. doi:10.5194/esd-13-1-2022
3. Di Toro D.M., Connolly J.P. Mathematical models of water quality in large lakes. Lake Erie eutrophication of waters: Monitoring // *Assessment and Control*. Paris: OECD, 1982, 154 p.
4. Straskraba M., Gnauck A. Freshwater ecosystems. Modelling and simulation. Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 1985.
5. Mooij W.M., Trolle D., Jeppesen E., et al. Challenges and opportunities for integrating lake ecosystem modelling approaches // *Aquatic Ecology*. 2010. Vol. 44, N 3. P. 633–667. doi:10.1007/s10452-010-9339-3

6. Vinçon-Leite B., Casenave C. Modelling eutrophication in lake ecosystems: A review // Science of the Total Environment. 2019. N651. P. 2985–3001. doi:10.1016/j.scitotenv.2018.09.139
7. Менишуткин В.В., Воробьева О.Н. Модель экологической системы Ладожского озера // Современное состояние Ладожского озера / Под ред. Н.А. Петровой и Г.Ф. Растлепиной. Л. Наука, 1987. С. 187–200.
8. Rukhovets L., Filatov N. Ladoga and Onego — Great European Lakes: Observations and modeling. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. doi:10.1007/978-3-540-68145-8
9. Диагноз и прогноз термогидродинамики и экосистемы великих озер России / Под ред. Н.Н. Филатова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 255 с. (In Russian).
10. Исаев А.В., Савчук О.П. Диагноз состояния экосистемы Ладожского озера и прогноз изменений при возможном изменении климата на основе математического моделирования биогеохимических потоков вещества // Диагноз и прогноз термогидродинамики и экосистемы великих озер России / Под ред. Н.Н. Филатова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. С. 197–208.
11. Исаев А.В., Савчук О.П., Филатов Н.Н. Трехмерная ретроспективная оценка биогеохимической динамики азота и фосфора в экосистеме Онежского озера за период с 1985 по 2015 гг. Часть I: Межгодовая изменчивость и пространственное распределение // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 2. С. 76–97. doi:10.48612/fpg/elm2-63b5-rhvg
12. Vehmaa A., Salonen K. Development of phytoplankton in Lake Pääjärvi (Finland) during under-ice convective mixing period // Aquatic Ecology. 2009. Vol. 43, N 3. P. 693–705. doi:10.1007/s10452-009-9273-4
13. Hampton S.E., Moore M.V., Ozersky T., et al. Heating up a cold subject: prospects for under-ice plankton research in lakes // Journal of Plankton Research. Oxford University Press (OUP). 2015. Vol. 37, N 2. P. 277–284. doi:10.1093/plankt/fbv002
14. Hampton S.E., Galloway A.W.E., Powers S.M., et al. Ecology under lake ice // Ecology Letters. 2017. Vol. 20, N 1. P. 98–111. doi:10.1111/ele.12699
15. Salmi P., Salonen K. Regular build-up of the spring phytoplankton maximum before ice-break in a boreal lake // Limnology and Oceanography. 2016. Vol. 61, N1. P. 240–253. doi:10.1002/lno.10214
16. Maier D.B., Diehl S., Bigler C. Interannual variation in seasonal diatom sedimentation reveals the importance of late winter processes and their timing for sediment signal formation // Limnology and Oceanography. 2019. Vol. 64, N 3. P. 1186–1199. doi:10.1002/lno.11106
17. Yang B., Wells M.G., Li J., Young J. Mixing, stratification, and plankton under lake-ice during winter in a large lake: Implications for spring dissolved oxygen levels // Limnology and Oceanography. 2020. Vol. 65, N 11. P. 2713–2729. doi:10.1002/lno.11543
18. Shchur L.A., Bondarenko N.A. Comparative analysis of phytoplankton of the Baikal and Khanka Lakes // Hydrobiological Journal. 2012. Vol. 48, N 3. doi:10.1615/HydrobJ.v48.i3.20
19. Sterner R.W. In situ-measured primary production in Lake Superior // Journal of Great Lakes Research. 2010. Vol. 36, N 1. P. 139–149. doi:10.1016/j.jglr.2009.12.007
20. Urban N.R., Auer M.T., Green S.A., et al. Carbon cycling in Lake Superior // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2005. Vol. 110, N C6. doi:10.1029/2003JC002230
21. Bennington V., McKinley G.A., Urban N.R., et al. Can spatial heterogeneity explain the perceived imbalance in Lake Superior's carbon budget? A model study // Journal of Geophysical Research: Biogeosciences. 2012. Vol. 117, N G3. doi:10.1029/2011JG001895
22. Urban N.R. Nutrient cycling in Lake Superior: A retrospective and update. State of Lake Superior. Michigan State University Press, 2009.
23. Adams M.S., Meinke T.W., Kratz T.K. Primary productivity of three Wisconsin LTER lakes, 1985–1990 // SIL Proceedings, 1922–2010. Taylor & Francis, 1993. Vol. 25, N 1. P. 406–410. doi:10.1080/03680770.1992.11900149
24. Fahnenstiel G., Pothoven S., Vanderploeg H., et al. Recent changes in primary production and phytoplankton in the offshore region of southeastern Lake Michigan // Journal of Great Lakes Research. 2010. Vol. 36. P. 20–29. doi:10.1016/j.jglr.2010.03.009
25. Теканова Е.В., Сярки М.Т. Особенности фенологии первично-продукционного процесса в пелагиали Онежского озера // Известия РАН. Серия Биологическая. 2015. № 6. doi:10.1134/S1062359015060114
26. Bunting L., Leavitt P.R., Simpson G.L., et al. Increased variability and sudden ecosystem state change in Lake Winnipeg, Canada, caused by 20th century agriculture // Limnology and Oceanography. 2016. Vol. 61, № 6. P. 2090–2107. doi:10.1002/lno.10355
27. Калинкина Н.М., Белкина Н.А. Динамика состояния бентосных сообществ и химического состава донных отложений Онежского озера в условиях действия антропогенных и природных факторов // Принципы экологии. 2018. Т. 27, № 2. С. 56–74. doi:10.15393/jl.art.2018.7643
28. Сярки М.Т., Теканова Е.В. Сезонный цикл первичной продукции в Онежском озере // Известия РАН. Серия Биологическая. 2008. № 5. doi:10.1134/S1062359008050166

29. Jansen J., MacIntyre S., Barrett D.C., et al. Winter limnology: How do hydrodynamics and biogeochemistry shape ecosystems under ice? // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. 2021. Vol. 126, N 6. P. e2020JG006237. doi:10.1029/2020JG006237
30. Fahnenstiel G.L., Scavia D. Dynamics of Lake Michigan phytoplankton: the deep chlorophyll layer // *Journal of Great Lakes Research*. 1987. Vol. 13, N 3. P. 285–295. doi:10.1016/S0380-1330(87)71652-9
31. Rowe M.D., Anderson E.J., Wang J., Vanderploeg H.A. Modelling the effect of invasive quagga mussels on the spring phytoplankton bloom in Lake Michigan // *Journal of Great Lakes Research*. 2015. Vol. 41. P. 49–65. doi:10.1016/j.jglr.2014.12.018
32. Boedeker A.R., Niewinski D.N., Newell S.E. et al. Evaluating sediments as an ecosystem service in western Lake Erie via quantification of nutrient cycling pathways and selected gene abundances // *Journal of Great Lakes Research*. 2020. Vol. 46, N 4. P. 920–932. doi:10.1016/j.jglr.2020.04.010
33. Vahtera E., Conley D.J., Gustafsson B.G. et al. Internal ecosystem feedbacks enhance nitrogen-fixing cyanobacteria blooms and complicate management in the Baltic Sea // *AMBIO*. 2007. Vol. 36, N 2. P. 186–194. doi:10.1579/0044-7447(2007)36[186: IEFENC]2.0.CO;2
34. Savchuk O.P. Large-scale nutrient dynamics in the Baltic Sea, 1970–2016 // *Frontiers Marine Science*. 2018. Vol. 5. P. 95. doi:10.3389/fmars.2018.00095
35. Schindler D.W., Hecky R.E., McCullough G.K. The rapid eutrophication of Lake Winnipeg: Greening under global change // *Journal of Great Lakes Research*. 2012. Vol. 38. P. 6–13. doi:10.1016/j.jglr.2012.04.003
36. Zhang W., Rao Y.R. Application of a eutrophication model for assessing water quality in Lake Winnipeg // *Journal of Great Lakes Research*. 2012. Vol. 38. P. 158–173. doi:10.1016/j.jglr.2011.01.003
37. Sterner R.W., Reinl K.L., Lafrancois B.M., et al. A first assessment of cyanobacterial blooms in oligotrophic Lake Superior // *Limnology and Oceanography*. 2020. Vol. 65, N 12. P. 2984–2998. doi:10.1002/lno.11569
38. Howarth R.W., Chan F., Swaney D.P., et al. Role of external inputs of nutrients to aquatic ecosystems in determining prevalence of nitrogen vs. phosphorus limitation of net primary productivity // *Biogeochemistry*. 2021. doi:10.1007/s10533-021-00765-z
39. Efremova T.A., Sabylina A.V., Lozovik P.A., et al. Seasonal and spatial variation in hydrochemical parameters of Lake Onego (Russia): insights from 2016 field monitoring // *Inland Waters*. Information UK Limited. 2019. Vol. 9, N 2. P. 227–238. doi:10.1080/20442041.2019.1568097
40. Galakhina N., Zobkov M., Zobkova M. Current chemistry of Lake Onego and its spatial and temporal changes for the last three decades with special reference to nutrient concentrations // *Environmental Nanotechnology, Monitoring & Management*. 2022. Vol. 17. P. 100619, doi:10.1016/j.enmm.2021.100619
41. Savchuk O.P. Nutrient biogeochemical cycles in the Gulf of Riga: scaling up field studies with a mathematical model // *Journal of Marine Systems*. 2002. Vol. 32, N 4. P. 253–280. doi:10.1016/S0924-7963(02)00039-8
42. Savchuk O.P. Resolving the Baltic Sea into seven subbasins: N and P budgets for 1991–1999 // *Journal of Marine Systems*. 2005. Vol. 56, N 1. P. 1–15. doi:10.1016/j.jmarsys.2004.08.005
43. Savchuk O.P. Large-Scale nutrient dynamics in the Baltic Sea, 1970–2016 // *Frontiers Marine Sciences*. 2018. Vol. 5. P. 95. doi:10.3389/fmars.2018.00095
44. Лозовик П.А., Бородулина Г.С., Карпечко Ю.В. и др. Биогенная нагрузка на Онежское озеро по данным натурных наблюдений // *Труды Карельского Научного Центра Российской Академии Наук*. 2016. № 5. С. 35–52. doi:10.17076/lim303
45. Страховенко В.Д., Белкина Н.А., Ефременко Н.А. и др. Первые данные по минералогии и геохимии взвеси онежского озера // *Геология и Геофизика*. 2022. № 1. С. 3–19. doi:10.15372/GiG2020198
46. Finlay J.C., Sterner R.W., Kumar S. Isotopic evidence for in-lake production of accumulating nitrate in Lake Superior // *Ecological Applications*. 2007. Vol. 17, N 8. P. 2323–2332. doi:10.1890/07-0245.1
47. Scavia D., Allan J.D., Arend K.K., et al. Assessing and addressing the re-eutrophication of Lake Erie: Central basin hypoxia // *Journal of Great Lakes Research*. 2014. Vol. 40, N 2. P. 226–246. doi:10.1016/j.jglr.2014.02.004
48. Saunders D.L., Kalff J. Denitrification rates in the sediments of Lake Memphremagog, Canada — USA // *Water Research*. 2001. Vol. 35, N 8. P. 1897–1904. doi:10.1016/S0043-1354(00)00479-6
49. Small G.E., Finlay J.C., McKay R.M.L., et al. Large differences in potential denitrification and sediment microbial communities across the Laurentian great lakes // *Biogeochemistry*. 2016. Vol. 128, N 3. P. 353–368. doi:10.1007/s10533-016-0212-x
50. Small G.E., Cotner J.B., Finlay J.C., et al. Nitrogen transformations at the sediment — water interface across redox gradients in the Laurentian Great Lakes // *Hydrobiologia*. 2014. Vol. 731, N 1. P. 95–108. doi:10.1007/s10750-013-1569-7
51. Nürnberg G.K., LaZerte B.D. More than 20 years of estimated internal phosphorus loading in polymictic, eutrophic Lake Winnipeg, Manitoba // *Journal of Great Lakes Research*. 2016. Vol. 42, N 1. P. 18–27. doi:10.1016/j.jglr.2015.11.003
52. Ignatieva N.V. Distribution and release of sedimentary phosphorus in Lake Ladoga // *Hydrobiologia*. 1996. Vol. 322, N 1. P. 129–136. doi:10.1007/BF00031817

УДК 551.464(262.5)

© Е. Е. Совга^{1*}, И. В. Мезенцева², Т. В. Хмара¹, 2022

¹Морской гидрофизический институт РАН, 299011, г. Севастополь, Капитанская ул., д. 2

²Севастопольское отделение ФГБУ «Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова», 299011, г. Севастополь, Советская ул., д. 61

*E-mail: science-mhi@mail.ru

МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЗОННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА СЕВАСТОПОЛЬСКОЙ БУХТЫ И ОЦЕНКИ САМООЧИСТИТЕЛЬНОЙ СПОСОБНОСТИ ЕЕ ЭКОСИСТЕМЫ

Статья поступила в редакцию 20.04.2021, после доработки 30.10.2021, принято в печать 11.03.2022

Аннотация

Приведены результаты численных экспериментов по оценке гидродинамического режима восточной части Севастопольской бухты с учетом влияния стока реки Черной (паводковый и меженный периоды) и Южной бухты с учетом уровня техногенной нагрузки с помощью гидротермодинамического блока численной трехмерной нестационарной модели МЕССА (Model for Estuarine and Coastal Circulation Assessment).

Результаты расчета особенностей гидродинамического режима выделенных акваторий бухты использованы при анализе способности к самоочищению их экосистем путем расчета ассимиляционной емкости в отношении неорганического фосфора, как приоритетного загрязняющего вещества в муниципальных и ливневых стоках акватории бухты и определяющего фактора эвтрофикации водоема. При этом для нивелирования влияния различий в объемах вод исследуемых акваторий при расчетах самоочистительной способности в работе получены оценки удельной ассимиляционной емкости их экосистем.

Показано, что для восточной кутовой части бухты согласно полученным модельным расчетам в периоды паводков циркуляция вод в поверхностном слое вод способствует распространению загрязняющих веществ на всю акваторию бухты. В период межени в восточной части бухты преобладают течения, направленные к устью реки Черной и в поверхностном, и в придонном слое вод как при северо-западном, так и при западном направлениях ветра, что способствует накоплению загрязняющих веществ в этой части бухты, уменьшая таким образом ее способность к самоочищению.

Анализируются возможные причины низкой самоочистительной способности экосистемы восточной части Севастопольской бухты в отношении неорганического фосфора, которые связаны как с объемами поступающих вод реки Черной в периоды зимних паводков и летней межени, а также с особенностями морфометрического строения дна акватории.

Для акватории Южной бухты гидродинамический режим характеризуется затрудненным водообменом с основной акваторией. Вентиляция вод акватории Южной бухты определяется согласно результатам расчета в основном ветровым режимом, в результате которого происходит либо запираание вод в бухте, либо вынос их за ее пределы, что сказывается на способности к самоочищению ее экосистемы.

Ключевые слова: Севастопольская бухта, река Черная, Южная бухта, восточная часть бухты, гидродинамический режим, паводки, межень, ассимиляционная емкость, неорганический фосфор, экосистема

© Е. Е. Sovga^{1*}, I. V. Mezentseva², T. V. Khmara¹, 2022

¹Marine Hydrophysical Institute of RAS, 299011, Sevastopol, Kapitanskaya Str., 2, Russia

²Sevastopol Branch of the N.N. Zubov State Oceanographic Institute, 299011, Sevastopol, Sovetskaya Str., 61, Russia

*E-mail: science-mhi@mail.ru

SIMULATION OF SEASONAL HYDRODYNAMIC REGIME IN THE SEVASTOPOL BAY AND OF ASSESSMENT OF THE SELF-PURIFICATION CAPACITY OF ITS ECOSYSTEM

Received 20.04.2021; Revised 30.10.2021; Accepted 11.03.2022

Abstract

The numerical experiments were carried out to assess the hydrodynamic regime of the eastern part of the Sevastopol Bay, subject to the Chernaya River runoff (high- and low-water periods) and the Yuzhnaya Bay, subject to the technogenic load using the hydrothermodynamic block of the numerical three-dimensional unsteady model MECCA (Model for Estuarine and Coastal Circulation Assessment).

Ссылка для цитирования: Совга Е.Е., Мезенцева И.В., Хмара Т.В. Моделирование сезонной изменчивости гидродинамического режима Севастопольской бухты и оценки самоочистительной способности ее экосистемы // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 2. С. 110–123. doi:10.48612/fpg/92ge-ahz6-n2pt

For citation: Sovga E.E., Mezentseva I.V., Khmara T.V. Simulation of Seasonal Hydrodynamic Regime in the Sevastopol Bay and of Assessment of the Self-Purification Capacity of its Ecosystem. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 2, 110–123. doi:10.48612/fpg/92ge-ahz6-n2pt

The simulated hydrodynamic parameters of the selected parts of the Sevastopol Bay were used to analyze the self-purification capacity of their water bodies by calculating the assimilation capacity for inorganic phosphorus. Phosphates suggested as a priority pollutant in municipal and storm runoffs in the water area of the bay and a determining factor of its in the bay eutrophication. At the same time, to neutralize the differences in the water volumes of the studied water areas when calculating the self-purification ability, estimates of the specific assimilation capacity of their ecosystems were obtained.

According to the simulations for the eastern apex part of the bay during high-water period, the water circulation in the surface layer contributes to the spread of pollutants throughout the entire water area of the bay. During the low-water period in the eastern part of the bay, currents prevail, directed towards the Chernaya River mouth in the surface and in the bottom water layer both in the northwestern and western wind directions. It contributes to pollutant accumulation in this part of the bay, thus reducing ability to self-purification.

Possible reasons for the low self-purification capacity of the ecosystem of the eastern part of the Sevastopol Bay with respect to inorganic phosphorus are analyzed, which are associated both with the volumes of incoming Chernaya River waters during winter high- and summer low-water periods, as well as with the features of the morphometric structure of the water area bottom.

For the Yuzhnaya Bay water area, the hydrodynamic regime is defined by a difficult water exchange with the main water area. Ventilation of the waters of the Yuzhnaya Bay is mainly determined by the wind regime, as a result of which the waters are either trapped in the bay or carried out of it, which undoubtedly affects the self-purification capacity of its ecosystem.

Keywords: Sevastopol Bay, Chernaya River, Yuzhnaya Bay, eastern part of the bay, hydrodynamic regime, high water, low water, self-purification capacity, inorganic phosphorus, ecosystem

1. Введение

Севастопольская бухта как часть устьевое взморья реки Черной является полузамкнутой акваторией эстуарного типа с ограниченным водообменом с открытым морем. Бухта относится к числу морских акваторий, которые подвержены постоянному техногенному и антропогенному воздействию.

В зависимости от морфометрических характеристик водоема, гидрометеорологических условий и локализации источников загрязнения в Севастопольской бухте образуются зоны с различным уровнем загрязнения. Ранее было предложено разделить акваторию Севастопольской бухты на четыре района [1, 2]. Географически зоной слабого загрязнения является западная часть бухты W, умеренного — восточная E. Зона сильного загрязнения занимает центральную часть бухты C. Очень сильным загрязнением отличается Южная бухта S, в воды которой поступают рекордные объемы бытовых и ливневых стоков [1], в ее акватории располагаются причалы яхт, кораблей и катеров (рис. 1).

Динамику вод и термохалинный режим бухты определяют климатические особенности прибрежной зоны юго-западной части Крыма, режим ветра, условия водообмена с морем и внутри бухты.

Преобладающие над прибрежной зоной моря северные, северо-восточные и южные, юго-восточные ветры трансформируются над акваторией бухты в северо-восточные, восточные (36 %) и южные (20 %) ветры [1, 3]. Это происходит из-за вытянутой в зональном направлении ориентации бухты, окруженной высокими берегами. Несмотря на общее преобладание восточных ветров, их скорость по сравнению с другими румбами минимальна.



Рис. 1. Деление Севастопольской бухты на районы с различной степенью загрязнения по [1, 2]

Fig. 1. Division of the Sevastopol Bay into areas with different degrees of pollution (according to [1, 2])

Характерными чертами динамики вод бухты являются усиление течений у берегов и вихревые образования в восточной части бухты. Сходящиеся течения замыкаются возле входа в бухту, искусственно суженного молами почти вдвое и соединяющего Севастопольскую бухту с прилегающей частью моря, и компенсируются относительно медленным, но обширным переносом восточного направления.

Установившаяся циркуляция в Севастопольской бухте, обусловленная суточным ходом гидрометеорологических характеристик и стоком реки Черной, нарушается при сгонно-нагонных явлениях, в период паводков и штормов. Наибольшее воздействие на режим течений в Севастопольской бухте оказывают западные и восточные ветры. Под их воздействием формируется баротропная составляющая течений, она сопоставима с амплитудой сейшевых колебаний, период которых составляет около 1 ч.

Особенности сезонной изменчивости гидродинамического режима Севастопольской бухты при конкретных гидрометеоситуациях в регионе оценивались по результатам натурных измерений, а также с использованием методов математического моделирования.

По результатам натурных сезонных измерений [4, 5] в глубоководной части бухты профили скорости течений имели хорошо выраженную двухслойную структуру. В верхнем слое течения направлены на восток, в нижнем — на запад. Скорость водообмена с открытым морем составила около $100 \text{ м}^3/\text{с}$. При этом определяющую роль в пространственной структуре динамики вод бухты играет направление и скорость ветра.

Исследование течений в бухте проводилось также с использованием математического моделирования. Некоторые черты общей циркуляции в бухте удалось описать, несмотря на довольно существенные упрощения [6].

Выполнены расчеты циркуляции вод в бухте для летнего и зимнего сезонов с использованием численной модели динамики вод [7]. Показано, что при сохранении общей направленности потока в верхнем слое вод из бухты к морю различные ветровые условия изменяют водообмен между внутренними бухтами. На основе диагностических расчетов циркуляции вод в бухте проведено моделирование процессов переноса загрязняющей примеси, поступающей из разных источников, в том числе с водами реки Черной [8].

В вышеуказанных работах проводилось моделирование циркуляции вод Севастопольской бухты в целом, без детализации в ее отдельных частях. В данной работе с помощью математического моделирования проведено исследование циркуляции вод различных частей Севастопольской бухты, находящихся под антропогенным воздействием. Основное внимание было уделено особенностям циркуляции вод в Южной бухте, наиболее подверженной загрязнению, и кутовой части, находящейся под влиянием стока реки Черной.

Содержание биогенных элементов (соединения азота, фосфора и кремния) в водной толще Севастопольской бухты зависит от источников их поступления (водообмен с морем, речной и ливневый стоки, муниципальные и промышленные сточные воды, атмосферные осадки), а также от степени вовлечения в биологические процессы. Анализ изменчивости содержания биогенных элементов в водах Севастопольской бухты за период 2006–2010 гг. [9] показал, что районы с максимальным содержанием этих элементов приурочены к местам ливневых стоков: районы бухт Южной и Артиллерийской, Инкермана. Делается заключение, что антропогенный фактор, а не естественные биохимические процессы, оказывает большее влияние на содержание биогенных элементов в акватории указанных районов бухты.

Для условий 2015 года проведено сравнение экологического состояния восточной кутовой части Севастопольской бухты в периоды февральского зимне-весеннего паводка и сентябрьской межени [10]. При этом рассмотрены причины и гидрометеосостояния формирования конкретного зимне-весеннего паводкового режима реки Черной в феврале 2015 г.

Экологическое состояние акватории Севастопольской бухты анализируется по способности к самоочищению экосистем восточной, центральной, западной частей бухты и Южной бухты по отношению к неорганическому азоту, как одному из приоритетных загрязняющих веществ (ЗВ) в муниципальных и ливневых стоках [11, 12]. Показана оценка ассимиляционной емкости (АЕ) выделенных экосистем без учета влияния на процесс самоочищения гидродинамического режима. В литературе отсутствует информация по анализу отличий в поведении неорганического азота и фосфора в зависимости от гидродинамического режима в акватории Севастопольской бухты, включая периоды зимних паводков и летней межени, особенно в ее восточной части, что составляет новизну настоящей работы.

Цель работы — с применением методов моделирования оценить сезонную изменчивость гидродинамического режима отдельных частей акватории Севастопольской бухты и его влияние на самоочистительную способность экосистем бухты по отношению к неорганическому фосфору.

В работе решались две задачи:

1) выявить современные особенности циркуляции вод в Южной бухте, а также в восточной части Севастопольской бухты с учетом стока реки Черной (паводковый и меженный периоды) и морфометрических особенностей строения дна;

2) оценить влияние гидродинамического режима бухты на способность к самоочищению вод выделенных частей акваторий бухты по отношению к неорганическому фосфору.

Выбор неорганического фосфора в качестве приоритетного ЗВ мелководных морских акваторий обусловлен следующими обстоятельствами:

- неорганический фосфор в виде фосфатов является одним из приоритетных ЗВ в муниципальных и ливневых стоках, попадающих в море в большинстве случаев без очистки;
- в отличие от неорганического азота, фосфор не имеет газообразных форм в воде и его способность сорбироваться на мелкодисперсных взвешах, особенно на гидроксиде железа общеизвестна, и таким путем осуществляется его накопление в донных отложениях. Однако, при увеличении поступления органического вещества в донные отложения и его разложения в условиях дефицита кислорода, может происходить высвобождение адсорбированных фосфатов и их поступления в водную толщу, так называемое явление вторичного загрязнения вод. Такое явление и имело место в кутовой восточной части Севастопольской бухты летом 2015 г. [13].

Оценка самоочистительной способности экосистем бухты по отношению к неорганическому фосфору осуществляется впервые.

2. Материалы и методы

2.1. Методы оценки гидродинамического режима бухты

Для оценки сезонной динамики вод в отдельных частях Севастопольской бухты и в выделенных в настоящей работе ее акваториях использовался гидротермодинамический блок численной трехмерной нестационарной модели МЕССА (Model for Estuarine and Coastal Circulation Assessment) [14].

Гидродинамический блок модели представляет собой трехмерную прогностическую гидродинамическую модель, реализованную в криволинейной по вертикали системе координат, с использованием неявных конечно-разностных схем. Базовыми уравнениями модели являются: два уравнения для горизонтальных компонент скорости течений, уравнение гидростатического приближения, уравнение неразрывности, уравнение состояния, уравнения сохранения для температуры и солености. Модель позволяет воспроизводить пространственно-временную изменчивость термохалинной структуры вод, трехмерного поля течений и интенсивности турбулентного обмена на временных отрезках от нескольких суток до годового цикла в акваториях морского шельфа со сложными морфологическими и гидрологическими характеристиками. Имеется возможность выделения ветровой, термохалинной, стоковой составляющих суммарных течений путем оперативного изменения, с помощью управляющих ключей, числа учитываемых факторов. При работе с моделью учет термохалинной структуры вод может производиться как в прогностическом, так и в диагностическом режиме.

Характерная особенность используемой термогидродинамической модели — возможность ее использования для расчета динамики вод в морских акваториях, отдельные участки которых имеют меньший (подсеточный) размер в одном из горизонтальных направлений, чем шаг расчетной сетки (например, проливы, каналы, устья рек). Программная реализация модели позволяет рассчитывать ветровые и стоковые течения. С заданной временной дискретностью в ходе счета модель усваивает новую информацию о скорости и направлении ветра, величинах осадков и испарения, расходах воды рек. С помощью данной модели были проведены расчеты термохалинной структуры и циркуляции вод в Одесском и Приднепровско-Бугском районах северо-западной части Черного моря [14], выполнено моделирование гидроэкологических процессов в Тилигульском лимане [15, 16] и в морских водоемах колумбийского побережья Карибского моря [17]. По результатам численных экспериментов был сделан вывод, что модель адекватно отражает природные процессы и полученные результаты хорошо согласуются с данными других источников информации.

2.2. Материалы наблюдений и методы оценки самоочистительной способности вод Севастопольской бухты по отношению к неорганическому фосфору

В работе использованы данные наблюдений МГИ РАН за содержанием минерального фосфора в водах акватории Севастопольской бухты, проведенных в период с мая 1998 г. по апрель 2012 г. Массив данных составил 1597 измерений, выполненных спектрофотометрическим методом. Концентрация минерального фосфора изменялась в пределах от «не обнаружено» до 1,43 мкМ/л, не превышая предельно допустимого уровня (ПДК 2,63 мкМ/л). Исключения составили два единичных случая, когда в поверхностных водах центрального (ноябрь 2003 г.) и восточного (июль 2000 г.) районов максимальное загрязнение фиксировалось на уровне 2,11 и 2,26 мкМ/л соответственно. Характеристика концентрации по выделенным районам Севастопольской бухты (рис. 1) представлена в табл. 1.

Таблица 1

Table 1

Концентрация неорганического фосфора в различных частях Севастопольской бухты (по данным МГИ РАН)

Inorganic phosphorus concentration in different parts of the Sevastopol Bay (based on MHI RAS data)

Характеристика	Южная бухта S	Западная часть W	Центральная часть С	Восточная часть Е
Среднее содержание за период, мкМ/л	0,146	0,132	0,090	0,154
Диапазон концентрации, мкМ/л	0–1,23	0–1,39	0–1,19 (2,11)	0–1,43 (2,26)
Диапазон среднегодового содержания, мкМ/л	0,0257–0,327	0,039–0,376	0,007–0,244	0,0375–0,330
Количество определений	277	424	607	289

В соответствии с данными табл. 1, среднесуточное содержание минерального фосфора достаточно равномерно распределялось по акватории Севастопольской бухты.

Экологическое состояние акватории Севастопольской бухты анализируется путем сравнительной оценки АЕ экосистем восточной, центральной, западной частей бухты и Южной бухты по отношению к неорганическому фосфору. Для определения самоочистительной способности отдельных акваторий Севастопольской бухты использован алгоритм оценки АЕ [18] с использованием балансового метода [19, 20]. АЕ характеризует способность морской экосистемы выдерживать добавление некоторого количества ЗВ без развития необратимых биологических последствий, имеет размерность потока вещества — массы вещества в единице объема, отнесенной к единице времени [18]. Расчет скорости удаления определенного ЗВ является наиболее сложным, т.к. интегральное время пребывания его в экосистеме определяется как гидродинамическими параметрами акватории, так и комплексом физических, химических, микробиологических процессов, отвечающих за деструкцию ЗВ или его вынос за пределы акватории. Для районов государственного мониторинга предложено оценивать интегральное время пребывания ЗВ через изменение концентрации в единицу времени [20]. Расчет удельной (в пересчете на 1 л) величины АЕ ($AE_{уд}$) экосистемы выделенных районов Севастопольской бухты проводится исходя из допущения о пространственной однородности полей распространения фосфатов в ее границах.

Для Севастопольской бухты способность к самоочищению в отношении неорганического азота оценивается для экосистемы наиболее экологически неблагополучной Южной бухты в сравнении с экосистемой более чистой западной части акватории Севастопольской бухты, примыкающей к открытому морю [21]. Показано, что самоочистительная способность экосистемы Южной бухты определяется в основном уровнем антропогенных нагрузок. Для экосистемы акватории, граничащей с открытым морем, эта способность зависит от биологических продукционно-деструкционных процессов. Полученная расчетным путем величина АЕ позволяет также оценить экологическое благополучие исследуемой акватории. Такой метод оценки в отношении неорганического фосфора был впервые предложен в работе [22]. Экологическое благополучие водной акватории с учетом АЕ оценивалось, согласно [21, 22] при использовании показателя Π_i , характеризующего степень отклонения нагрузки для i -го компонента в год от AE_i и рассчитываемого по формуле [22]:

$$\Pi_i = \frac{(C_i - ПДК_i) \cdot V_i}{M_i} - 1, \quad (1)$$

где C_i — среднее содержание i -го ЗВ, V_i — объем воды в расчетной области, M_i — расчетная допустимая согласно АЕ масса i -го вещества для акватории в год.

При использовании метода [22] состояние системы рассматривается как благополучное, если $\Pi_i \leq -1$. При этом $C_i \leq ПДК_i$, т.е. уровень загрязнения не превышает допустимый. При относительном благополучии $-1 \leq \Pi_i \leq 0$, исходный уровень загрязнения нивелируется с помощью процессов самоочищения до допустимого уровня. Состояние экосистемы с $\Pi_i > 0$ является экологически неблагополучным.

3. Результаты и обсуждение

3.1. Особенности гидродинамического режима в отдельных районах Севастопольской бухты

Уровень загрязнения Севастопольской бухты как прибрежной морской акватории зависит от интенсивности источников поступления ЗВ и течений, переносящих их из одной части эстуария в другую. Поэтому для оценки ее экологического состояния определение концентрации ЗВ необходимо дополнять характеристикой гидродинамических условий в анализируемой акватории.

Особые условия динамики вод отмечены в створе молов на входе в Севастопольскую бухту (глубина моря 19 м). После постройки защитного мола в 1976 г. ширина входа в бухту сузилась с 940 до 550 м. Величина водообмена вследствие этого уменьшилась в среднем за год на 40–70 %, время «полного» обмена воды в бухте увеличилось почти вдвое. После построения мола расчет интенсивности водообмена в бухте был осуществлен в работе [23]. В подавляющем числе случаев (92 %) отмечалась двухслойность с разнонаправленными течениями [5]. В верхнем 10-метровом слое моря здесь преобладают западные течения, т.е. из бухты. В слое глубже 13 м возникают градиентные течения, которые направлены в придонных слоях в бухту. После действия сильных сгонных ветров возникают компенсационные течения, совпадающие по направлению с градиентными.

Центральную часть бухты, где встречаются разнонаправленные потоки вод, можно назвать буферной зоной. Здесь наблюдаются два потока. Один несет воды реки Черной, которые создают уклон водной поверхности и обуславливают стоковые течения. Второй — со стороны открытой части моря, который в основном определяется воздействием западного ветра, также наблюдается при южном ветре. Это объясняется ориентацией, морфометрией бухты и из-за того, что бухта окружена высокими берегами. На отмелях участках наблюдаются разного рода вихревые образования.

В восточную часть Севастопольской бухты поступают воды реки Черной, основная часть стока (до 80 %) которой приходится на зимний и весенний периоды. Во время половодья при слабых ветрах стоковые течения, обусловленные поступлением вод реки Черной, становятся преобладающими. В период паводков и сбросов из Чернореченского водохранилища, а также под влиянием сгонных ветров скорости течений имеют более существенные значения (0,5–0,7 м/с). При ветрах скоростью более 2–5 м/с чаще всего наблюдаются разнонаправленные течения.

При нагонных ветрах уровень воды в этой части бухты увеличивается и в поверхностном слое наблюдается поток западного направления, обратный стоку реки. При сгонных ветрах уровень понижается, на поверхности поток направлен в бухту и в придонном слое отмечаются течения обратного направления. Такое же направление поток имеет при слабых ветрах, когда преобладает стоковое течение реки Черной. В период паводков и штормов, а также при развитии сгонно-нагонного ветра течения меняют установившуюся циркуляцию.

На рис. 2 приведена схема поверхностных и придонных течений в восточной части Севастопольской бухты, рассчитанная для условий меженного периода при стационарных ветрах 5 м/с северо-западного и западного направлений.

Видно, что картина течений определяется направлением ветра. Из-за малого стока реки Черной направление течений по всей толще вод совпадает. При развитии нагона поток со стороны моря распространяется по всей ширине бухты от поверхности до дна, а в придонном слое устьевых районов возникает компенсационный поток, связанный со стоком реки Черной. При воздействии ветров, направленных поперёк бухты, на мелководье могут возникать локальные «винтовые» циркуляции.

Из полученных расчетных данных, представленных на рис. 2, следует, что в период межени в восточной части бухты преобладают течения, направленные к устью реки Черной как в поверхностном, так в придонном слое вод при северо-западном и западном ветре.

На рис. 3 показана картина течений для гидрометеоусловий, которые характерны для паводкового периода на реке Черной. Проведены расчеты для южного и северо-восточного ветра 5 м/с. В отличие от режима межени система течений в восточной части бухты в период паводков противоположная. Течение имеет двухслойную структуру, в поверхностном и придонном слоях движение происходит в противоположных направлениях. В поверхностном слое течение направлено в бухту, в придонном из бухты к вершине устья реки Черной. Эта зависимость сохраняется как при южных, так и северо-восточных ветрах.

Существенная изменчивость динамических процессов наблюдается и в зоне смешения морских и речных вод. Так, в вершине Инкерманского ковша (рис. 1) направление течения меняется на противоположное, что свидетельствует о существенной изменчивости динамических процессов в зоне смешения морских и речных вод. При ветрах южных направлений поток запирается в Инкерманском ковше (рис. 3, а). Вдоль узкого судоходного канала скорость потока в поверхностном слое увеличивается.

В вершине Южной бухты, характеризующейся затрудненным водообменом с прилегающей акваторией, с одинаковой повторяемостью наблюдается юго-восточное, северо-восточное и северо-западное течения. Ветры всех направлений, кроме южного, способствуют, как правило, поступлению воды в Южную бухту или подпору её вод. На рис. 4 и 5 представлены результаты расчета поверхностных и придонных течений в Южной бухте при стационарных ветрах перечисленных выше направлений.

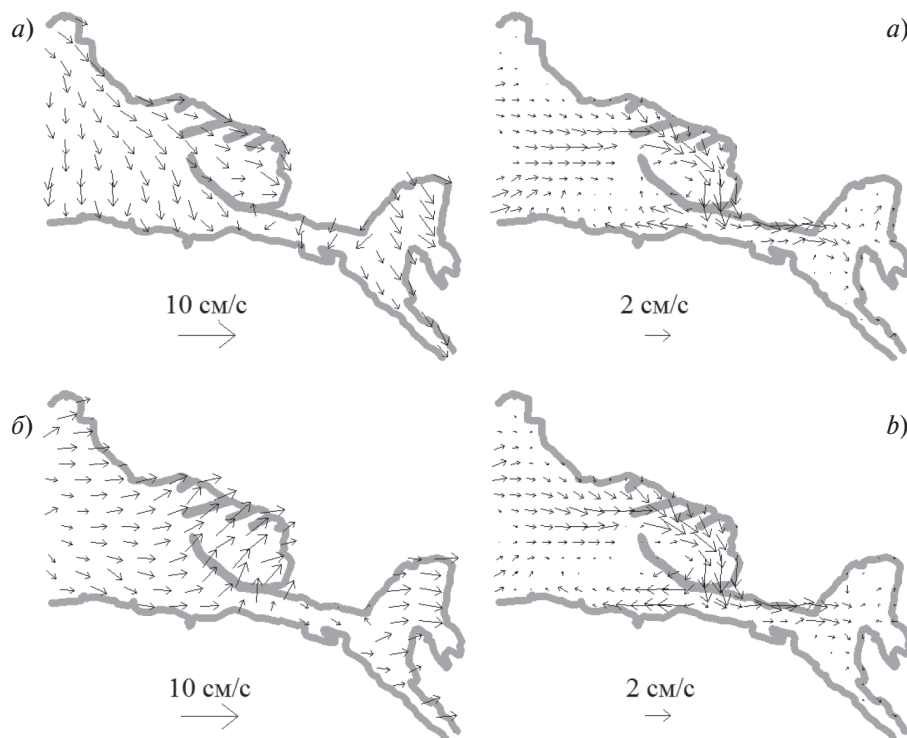


Рис. 2. Структура поверхностных (слева) и придонных (справа) течений в восточной части бухты, рассчитанная для периода межени при северо-западном (а) и западном (б) ветрах 5 м/с

Fig. 2. Structure of surface (left) and bottom (right) currents in the eastern part of the bay for the dry season at northwestern (a) and western (b) winds of 5 m/s

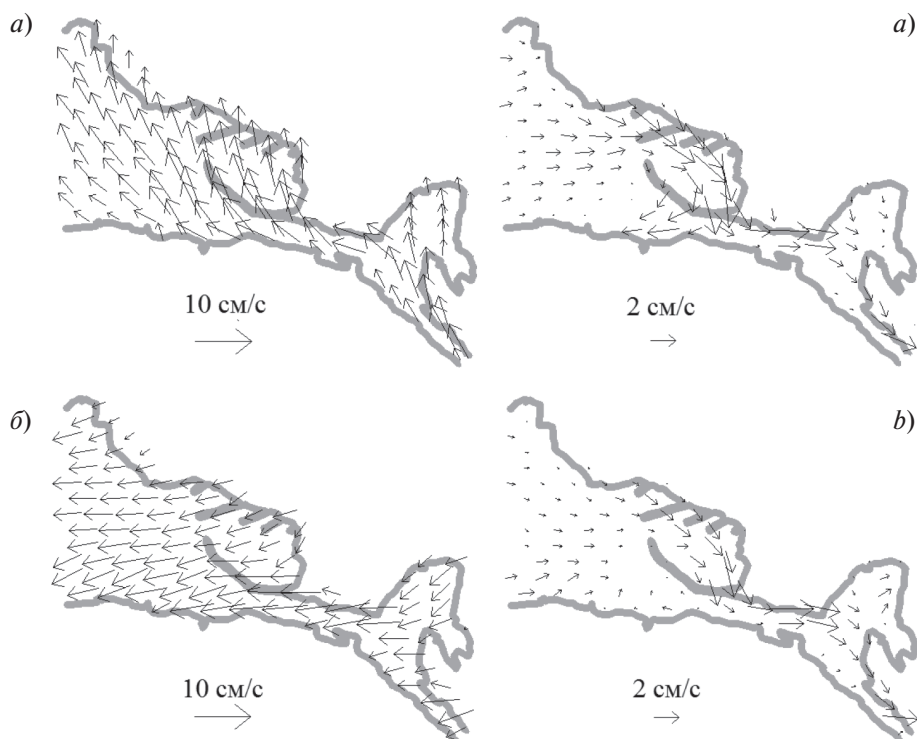


Рис. 3. Структура поверхностных (слева) и придонных (справа) течений в восточной части бухты, рассчитанная для паводкового периода при южном (а) и северо-восточном (б) ветрах 5 м/с

Fig. 3. Structure of surface (left) and bottom (right) currents in the eastern part of the bay for the fall period at southern (a) and northeastern (b) winds of 5 m/s

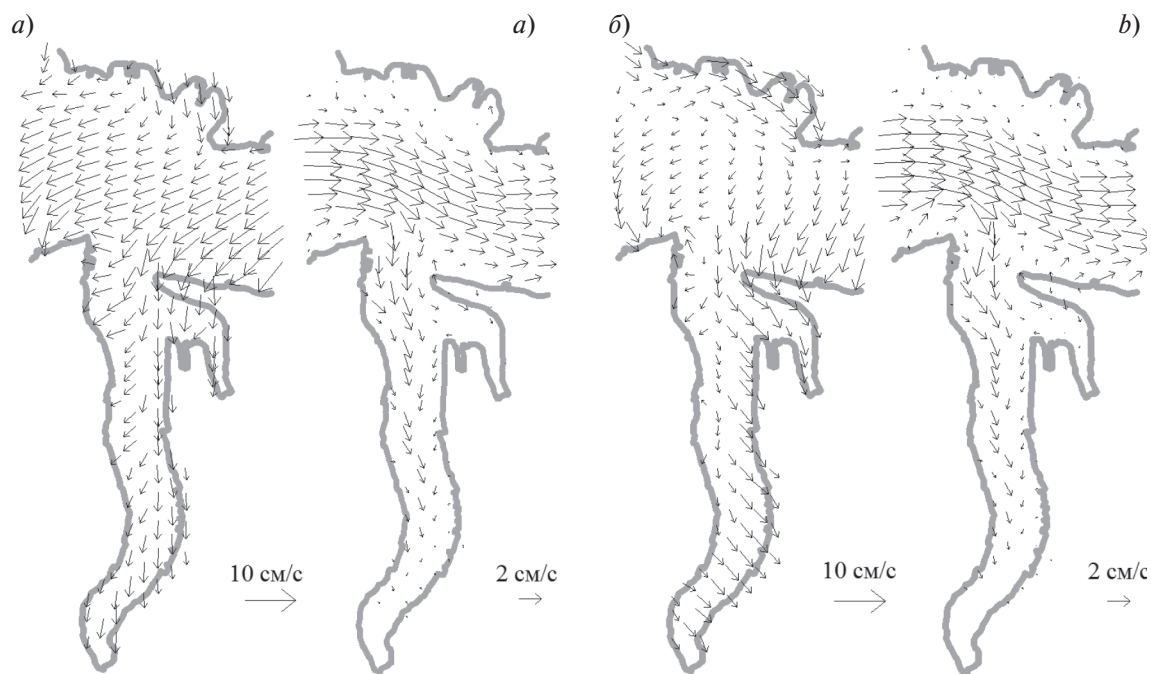


Рис. 4. Структура поверхностных (слева) и придонных (справа) течений в Южной бухте, рассчитанная при северном (а) и северо-западном (б) ветрах 5 м/с

Fig. 4. The structure of surface (left) and bottom (right) currents in the Yuzhnaya Bay at the northern (a) and northwestern (b) winds of 5 m/s

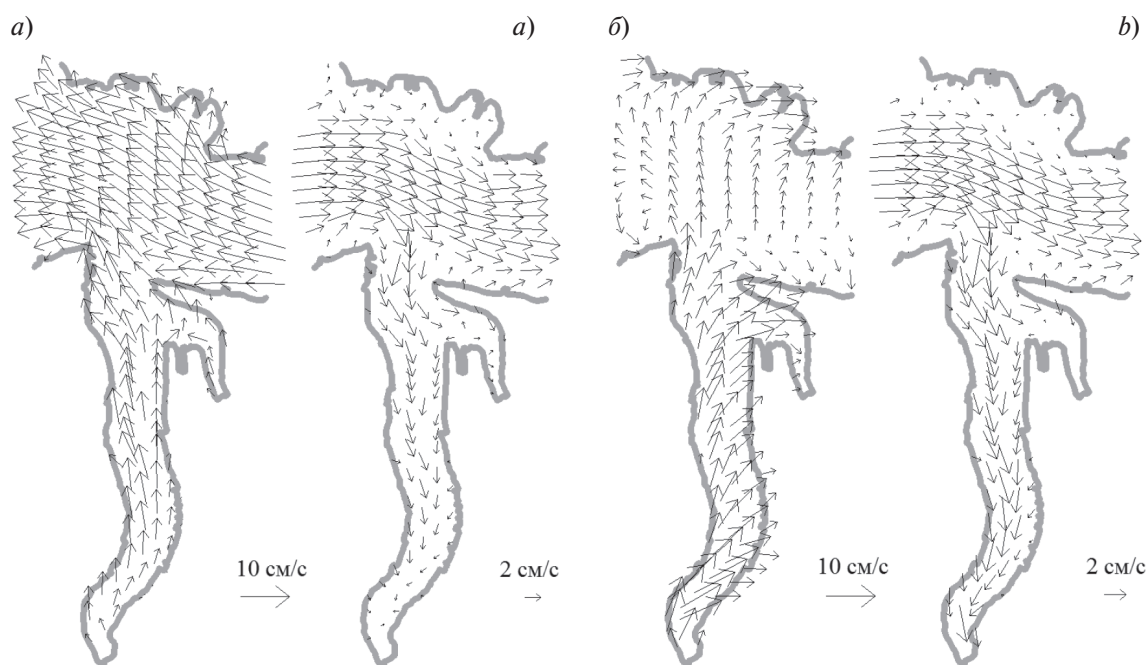


Рис. 5. Структура поверхностных (слева) и придонных (справа) течений в Южной бухте, рассчитанная при южном ветре 10 м/с (а) и западном ветре 5 м/с (б)

Fig. 5. Structure of surface (left) and bottom (right) currents in the Yuzhnaya Bay at a southern wind of 10 m/s (a) and a western wind of 5 m/s (b)

Как следует из данных, представленных на рис. 4, при преобладании над акваторией бухты северных и северо-восточных ветров формируется поверхностное дрейфовое течение, направленное вдоль оси бухты на запад, что способствует поступлению воды в Южную бухту как в поверхностном слое вод, так и в придонном. Эти воды, распространяясь в Южную бухту, могут затруднять водообмен с Севастопольской бухтой и создавать неблагоприятную гидрохимическую ситуацию вплоть до образования зон гипоксии.

При преобладании ветров южных румбов происходит перестройка циркуляции и термогалинных полей (рис. 5), из Южной бухты могут выноситься воды, загрязненные бытовыми стоками, а в результате направленным на север поверхностным течением выносимые загрязненные воды могут достигать северных берегов бухты.

При поперечном ветре отмечено появление устойчивых струйных течений вдоль берега в Южной бухте.

Северо-северо-западный ветер вызывает нагонный эффект и соответствующий компенсационный подъем вод с придонных горизонтов кутовой области к поверхности срединной части Южной бухты.

Для ее кутовой части характерны распресненные области, при этом интенсивность распреснения вод непостоянна в течение года, она регистрируется по пониженной солености и повышенному содержанию кремнекислоты [24].

3.2. Изменение самоочистительной способности экосистемы Севастопольской бухты в отношении неорганического фосфора под влиянием гидродинамического режима отдельных ее акваторий

Основные источники фосфатов — это хозяйственные стоки, в основном стиральные порошки и моющие средства, а также смывы с полей с/х угодий и ливневые стоки. Еще один источник — донные отложения, где фосфаты в результате высокой способности сорбироваться на взвешах, могут накапливаться годами, а при увеличении поступления органического вещества в донные отложения и его разложения в условиях дефицита кислорода, может происходить высвобождение адсорбированных фосфатов и их поступление в водную толщу, так называемое явление вторичного загрязнения вод.

Поскольку неорганический фосфор практически не образует летучих форм (за исключением образования фосфинов) и не выводится в атмосферу, основными факторами удаления его из экосистемы, помимо биологических процессов, являются динамический вынос за пределы акватории или депонирование в донные отложения.

Многолетнее изменение концентрации фосфатов в выделенных районах Севастопольской бухты наряду со значительной амплитудой среднегодовых значений показало постепенное снижение его содержания (рис. 6), что косвенно может характеризовать стабилизацию трофности всей экосистемы.

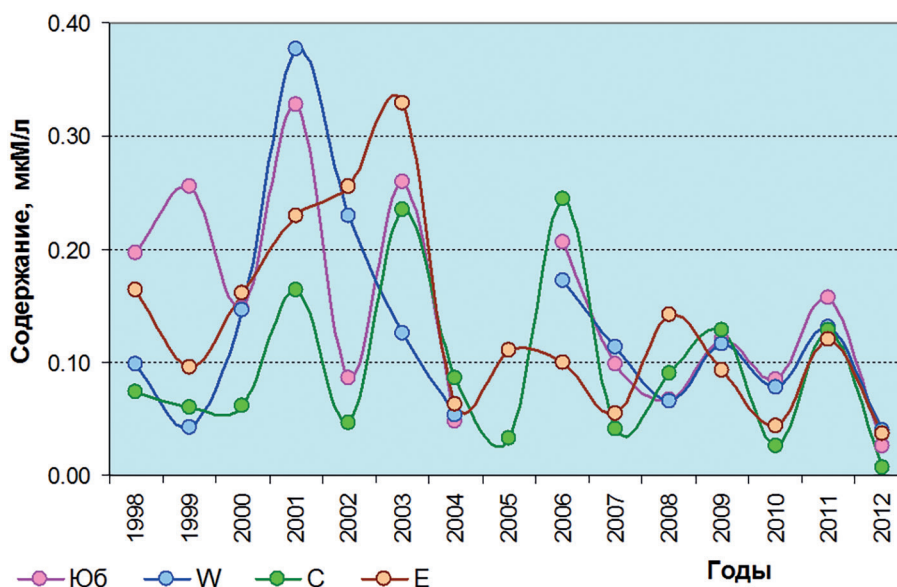


Рис. 6. Межгодовое изменение среднего содержания фосфатов в выделенных районах Севастопольской бухты в 1998–2012 гг. по материалам Банка океанографических данных МГИ РАН

Fig. 6. Interannual change in the average content of phosphates in selected areas of the Sevastopol Bay in 1998–2012 based on the Oceanographic data bank of the Marine Hydrophysical Institute of RAS

Таблица 2

Table 2

**Содержание основных гидрохимических параметров в районе плавучего дока
в период межени по материалам съемки 8 сентября 2015 г. [10]**
**Content of the base hydrochemical parameters in the area of the floating dock during the
low water based on survey data on September 8, 2015 [10]**

Координаты места отбора проб		Глубина, м	S, ‰	O ₂ , мл/л	PO ₄ ³⁻ , мкМ/л	SiO ₂ , мкМ/л	NO ₃ ⁻ , мкМ/л	NO ₂ ⁻ , мкМ/л	NH ₄ ⁺ , мкМ/л
44,614° с.ш.	33,573° в.д.	0,5	17,92	5,03	0,00	1,9	1,59	0,03	0,45
		19,5	17,98	0,71	5,2	29,7	1,47	0,01	35,19

Таблица 3

Table 3

**Среднее содержание, скорость и время удаления фосфатов из акватории разных частей
Севастопольской бухты, АЕ выделенных акваторий**
**Average content, time of phosphates removal from the different water area of the Sevastopol Bay
and AC of the allocated water areas**

Характеристика	Южная бухта S	Западная часть W	Центральная часть С	Восточная часть Е
Среднее содержание, мкМ/л	0,146	0,132	0,090	0,154
Средняя скорость удаления, мкМ/л в сут.	0,0070	0,0038	0,0040	0,0040
Максимальная скорость удаления, мкМ/л в сут.	0,0195	0,0242	0,0236	0,0114
Время удаления, сут.	21–24	29–35	22–27	38–39
АЕ _{уд.} мкМ в год	2,92	1,91	1,66	1,60
АЕ акватории, кг/год	930	2000	1173	643

Результаты сезонных отличий в содержании фосфатов в водах Севастопольской бухты в последующий период вплоть до 2017 года приведены в [25]. Отмечается некоторое увеличение содержания фосфатов в летний период особенно в придонном слое вод, когда средняя концентрация на придонном горизонте превышала концентрацию на поверхности более чем на 60 %. Авторы [25] объясняют это усвоением фосфатов фитопланктоном и сезонной стратификацией вод бухты.

Растянутое во времени удаление фосфатов в восточной части Севастопольской бухты может свидетельствовать о накоплении их в донных грунтах и повышении риска возникновения вторичного загрязнения акватории. Это подтверждается в работе [13], где по результатам экспедицией МГИ РАН в сентябре 2009 г. приведена информация об искусственном углублении дна (глубины 19–20 м) в районе плавучего дока, расположенного у южного берега в восточной части Севастопольской бухты (обозначено звездочкой на рис. 1). По мнению авторов [13] такой рельеф дна в теплый период года должен способствовать возникновению придонной гипоксии, а иногда и образованию сероводорода и, как следствие, увеличению содержания фосфатов. Такая ситуация по результатам съемки в период межени 8 сентября 2015 года отражена в работе [10]. В этой работе приведены данные о содержании фосфатов в районе плавучего дока на поверхности и повышении концентрации до 5,2 мкМ/л в придонном слое с одновременным уменьшением содержания окисленных форм азота (нитритов и нитратов), за счет которых происходит окисление органического вещества в условиях дефицита кислорода, и увеличением содержания аммония (восстановленной формы азота) (табл. 2).

Расчет скорости удаления фосфатов из морской среды показал, что в южной части Севастопольской бухты (Южная бухта — район S) она почти вдвое выше, чем в ее северной акватории (районы W, С и Е). Вместе с тем, при относительно равной скорости элиминации в выделенных районах Севастопольской бухты (за исключением района S) на удаление минерального фосфора из восточного района Е требуется больше времени, чем из центрального С и западного W районов акватории (табл. 3).

С учетом фактического объема выделенных акваторий [2] при равномерном (плановом) поступлении фосфатов в воды Севастопольской бухты, согласно полученным нами результатам, количество его за год не должно превышать 0,6 т в восточной части акватории (район Е), 0,9 т в Южной бухте, 1,2 т в центральной части (район С) и 2,0 т в западной части (район W) (табл. 3). Таким образом, по нашим расчетам наиболее проблемной акваторией Севастопольской бухты в отношении неорганического фосфора является восточная

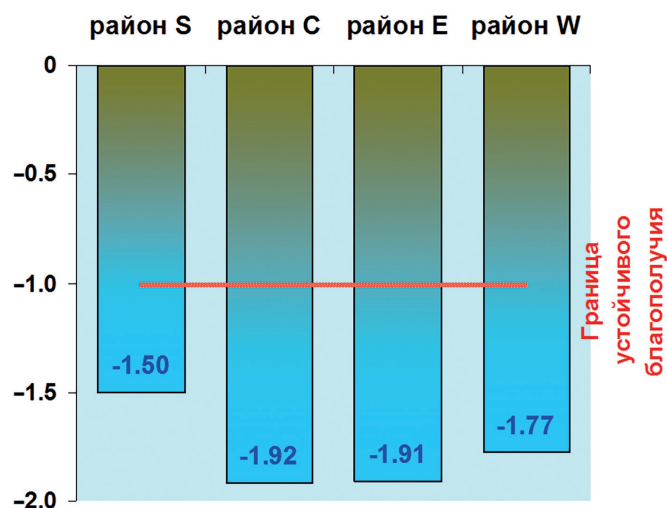


Рис. 7. Величины показателя экологического благополучия экосистем выделенных районов акватории Севастопольской бухты для неорганического фосфора в 1998–2012 гг.

Fig. 7. Values of the indicator of ecological well-being of ecosystems of the selected areas of the Sevastopol Bay water area for inorganic phosphorus in 1998–2012

кутовая часть бухты, особенно в периоды межени. Обращаем внимание, что приведенное количественное ограничение поступления фосфатов возможно только при равномерном (плановом) поступлении их в акваторию, а в условиях аварийных сбросов при оценке способности к самоочищению следует ориентироваться на удельную величину АЕ (табл. 3), которая позволяет оценить допустимую нагрузку на исследуемую акваторию вне зависимости от объема ее вод.

Полученная расчетным путем величина АЕ позволяет также оценить экологическое благополучие исследуемой акватории. Результаты расчета показателя экологического благополучия по содержанию фосфатов для всех выделенных районов акватории Севастопольской бухты (рис. 7) показали, что величина показателя P_r находится в диапазоне от $-1,50$ до $-1,92$ (формула расчета см. в разделе «Материалы и методы»). Это свидетельствует об устойчивом благополучии всей экосистемы бухты в отношении минерального фосфора. Нагрузка на акваторию не превышает ее самоочистительной способности и, соответственно, не нарушает ее нормального функционирования.

Анализируя самоочистительную способность исследуемых акваторий Севастопольской бухты с учетом их гидродинамического режима, следует отметить следующее: для восточной кутовой части бухты согласно полученным модельным расчетам в периоды паводков циркуляция в поверхностном слое вод способствует распространению ЗВ на всю акваторию бухты. В период межени в восточной части бухты преобладают течения, направленные к устью реки Черной и в поверхностном, и в придонном слое вод как при северо-западном, так и при западном направлении ветра, что способствует накоплению ЗВ в этой части бухты, уменьшая таким образом ее способность к самоочищению (табл. 3).

4. Заключение

Показано, что уменьшение самоочистительной способности экосистем выделенных акваторий Севастопольской бухты в отношении неорганического фосфора определяется как наличием и количеством его поступления, так и спецификой гидродинамического режима выделенных акваторий и морфометрическими особенностями строения дна.

Для экосистемы Южной бухты, согласно проведенным численным экспериментам, гидродинамический режим характеризуется затрудненным водообменом с основной акваторией. Вентиляция вод акватории Южной бухты определяется в основном ветровым режимом, в результате которого происходит либо запираание вод, либо вынос их за ее пределы, что, безусловно, сказывается на способности к самоочищению.

Наиболее проблемной по способности к самоочищению в отношении неорганического фосфора оказалась восточная кутовая часть Севастопольской бухты. Используемый при расчетах анализ многолетних экспедиционных данных МГИ показал, что основное влияние оказали объемы поступающих вод реки Черной в периоды зимних паводков и летней межени, а также морфометрическое строение дна акватории. В результате антропогенного углубления дна на одной из станций в восточной части бухты проявилась характерная для неорганического фосфора способность накопления в донных отложениях и вторичного поступления его в водную акваторию в результате гипоксии и восстановительных условий в период межени.

В соответствии с результатами расчетов ассимиляционной емкости воды выделенных районов Севастопольской бухты попадают в зону устойчивого экологического благополучия в отношении неорганического фосфора, несмотря на разную способность к самоочищению, отличия в их гидродинамическом режиме, морфометрические особенности дна.

5. Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0555-2021-0005 «Комплексные междисциплинарные исследования океанологических процессов, определяющих функционирование и эволюцию экосистем прибрежных зон Черного и Азовского морей» (шифр «Прибрежные исследования»).

Литература

1. Иванов В.А., Овсяный Е.И., Репетин Л.Н., Романов А.С., Игнатъева О.Г. Гидролого-гидрохимический режим Севастопольской бухты и его изменения под воздействием климатических и антропогенных факторов. Препринт. Севастополь: МГИ НАНУ, 2006. 90 с.
2. Стокозов Н.А. Морфометрические характеристики Севастопольской и Балаклавской бухт // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010. Вып. 23. С. 198–208.
3. Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н., Липченко М.М. Ветры и волнение в прибрежной зоне юго-западной части Крыма // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003. Вып. 9. С. 13–28.
4. Морозов А.Н., Лемешко Е.М., Шутов С.А., Зима В.В. Течения в Севастопольской бухте по данным ADCP-наблюдений (июнь 2008 года) // Морской гидрофизический журнал. 2012. № 3. С. 31–43.
5. Лемешко Е.М., Морозов А.Н., Шутов С.А., Зима В.В., Чепыженко А.А. Течения в Севастопольской бухте по данным ADCP-наблюдений, ноябрь 2014 г. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2014. Вып. 28. С. 25–30.
6. Шапиро Н.Б., Ющенко С.А. Моделирование ветровых течений в севастопольских бухтах // Морской гидрофизический журнал. 1999. № 1. С. 42–57.
7. Кубряков А.И., Белокопытов В.Н., Пряхина С.Ф. Диагностические расчеты климатической зимней и летней циркуляции в Севастопольской бухте // Труды Государственного океанографического института. 2019. № 220. С. 189–208.
8. Белокопытов В.Н., Кубряков А.И., Пряхина С.Ф. Моделирование распространения загрязняющей примеси в Севастопольской бухте // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 1. С. 5–15. doi:10.22449/0233-7584-2019-1-5-15
9. Орехова Н.А., Романов А.С., Хоружий Д.С. Межгодовые изменения концентрации биогенных элементов в Севастопольской бухте за период 2006–2010 гг. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. Вып. 25. С. 192–199.
10. Совга Е.Е., Хмара Т.В. Влияние стока реки Черной в периоды паводка и межени на экологическое состояние кутовой части акватории Севастопольской бухты // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36, № 1. С. 31–40. doi:10.22449/0233-7584-2020-1-31-40
11. Совга Е.Е., Мезенцева И.В., Хмара Т.В., Слепчук К.А. О перспективах и возможностях оценки самоочистительной способности акватории Севастопольской бухты // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2014. Вып. 28. С. 153–164.
12. Иванов В.А., Мезенцева И.В., Совга Е.Е., Слепчук К.А., Хмара Т.В. Оценки самоочищающей способности экосистемы Севастопольской бухты по отношению к неорганическим формам азота // Процессы в геосредах. 2015. № 2 (2). С. 55–65.
13. Кондратьев С.И., Видничук А.В. Локальная сезонная гипоксия и образование сероводорода в придонных водах Севастопольской бухты в 2009–2019 годах // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2020. № 2. С. 107–121. doi:10.22449/2413-5577-2020-2-107-121

14. Иванов В.А., Тучковенко Ю.С. Прикладное математическое моделирование качества вод шельфовых морских экосистем. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006. 368 с.
15. Tuchkovenko Yu., Tuchkovenko O., Khokhlov V. Modelling water exchange between coastal elongated lagoon and sea: influence of the morphometric characteristics of connecting channel on water renewal in lagoon // EUREKA: Physics and Engineering. 2019. Number 5. P. 37–46. doi:10.21303/2461-4262.2019.00979
16. Bielecka M., Tuchkovenko Yu., Lloret J., Lillebo A.I., Dias J.M., Robakiewicz M., Zalewski M., Krysanova V., Chubarenko B., Stalnacke P. The challenges to improve integrated catchment and lagoon modelling in the context of climate change. Chapter 12 / Coastal Lagoons in Europe. Integrated Water Resource Strategies / Edited by Ana I. Lillebo, Per Stalnacke and Geoffrey D. Gooch. London: IWA Publishing, 2016. P. 107–114.
17. Lonin S.A., Tuchkovenko Yu.S. Water quality modelling for the ecosystem of the Cienaga de Tesca coastal lagoon // Ecological modelling. Published by Elsevier Science B.V. 2001. Vol. 144. P. 279–293.
18. Израэль Ю.А., Цыбань А.В. Антропогенная экология океана. М.: Гидрометеиздат, 1989. 528 с.
19. Sovga E., Mezentsseva I., Verzhenskaia L. Assimilation Capacity of the Ecosystem of Sevastopol Bay // Proceedings of the Twelfth International Conference on the Mediterranean Coastal Environment MEDCOAST' 2015, 6–10 October 2015. Varna, Bulgaria, Vol. 1. (Ed. E. Ozhan). P. 317–326.
20. Совга Е.Е., Мезенцева И.В. Методические аспекты оценок самоочистительной способности морских мелководных экосистем (заливов, бухт, портов) // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2017. Вып. 3. С. 57–68.
21. Совга Е.Е., Мезенцева И.В., Котельянец Е.А. Ассимиляционная емкость экосистем морских мелководных акваторий с различным уровнем антропогенной нагрузки как метод оценки их самоочистительной способности // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2017. Т. 28, № 4. С. 38–51. doi:10.21513/0207-2564-2017-4-38-51
22. Шаврак Е.И. Ассимиляционная емкость Цимлянского водохранилища и устойчивость аккумуляционных процессов // Вестник ВГУ. Серия география, геоэкология. 2013. № 2. С. 93–98.
23. Хоролит Н.Г. Расчет водообмена мелководного залива (бухты) с морем // Труды ГОИН. 1986. Вып. 168. С. 113–118.
24. Геворгиз Н.С., Кондратьев С.И., Ляшенко С.В., Овсяный Е.И., Романов А.С. Результаты мониторинга гидрохимической структуры Севастопольской бухты в теплый период года // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2002. Вып. 6. С. 131–148.
25. Орехова Н.А., Вареник А.В. Современный гидрохимический режим Севастопольской бухты // Морской гидрофизический журнал. 2018. Т. 34, № 2. С. 134–146. doi:10.22449/0233-7584-2018-2-134-146

References

1. Ivanov V.A., Ovsyany E.I., Repetin L.N., Romanov A.S., Ignatieva O.G. Hydrological and hydrochemical regime of the Sevastopol Bay and its changes under the influence of climatic and anthropogenic factors. Preprint. *Sevastopol, MHI NASU*, 2006. 90 p. (in Russian).
2. Stokozov N.A. Morphometric characteristics of Sevastopol and Balaklava bays. *Ekologicheskaya Bezopasnost' Pribrezhnykh i Shel'fovykh Zon i Kompleksnoe Ispol'zovanie Resursov Shel'fa. Sevastopol, ECOSI-Hydrophysics*, 2010, 23, 198–208 (in Russian).
3. Repetin L.N., Belokopytov V.N., Lipchenko M.M. Winds and waves in the coastal zone of the southwestern part of Crimea. *Ekologicheskaya Bezopasnost' Pribrezhnykh i Shel'fovykh Zon i Kompleksnoe Ispol'zovanie Resursov Shel'fa. Sevastopol, ECOSI-Hydrophysics*, 2003, 9, 13–28 (in Russian).
4. Morozov A.N., Lemeshko E.M., Shutov S.A., Zima V.V. Currents in the Sevastopol Bay according to ADCP observations (June 2008). *Morskoy Gidrofizicheskiy Zhurnal*. 2012, 3, 31–43 (in Russian).
5. Lemeshko E.M., Morozov A.N., Shutov S.A., Zima V.V., Chepyzhenko A.A. Currents in the Sevastopol Bay according to ADCP observations, November 2014. *Ekologicheskaya Bezopasnost' Pribrezhnykh i Shel'fovykh Zon i Kompleksnoe Ispol'zovanie Resursov Shel'fa. Sevastopol, ECOSI-Hydrophysics*, 2014, 28, 25–30 (in Russian).
6. Shapiro N.B., Yushchenko S.A. Modeling of wind currents in the Sevastopol Bays. *Morskoy Gidrofizicheskiy Zhurnal*. 1999, 1, 42–57 (in Russian).
7. Kubryakov A.I., Belokopytov V.N., Pryakhina S.F. Diagnostic calculations of climatic winter and summer circulation in the Sevastopol Bay. *Trudy Gosudarstvennogo Okeanograficheskogo Instituta*. 2019, 220, 189–208 (in Russian).
8. Belokopytov V.N., Kubryakov A.I., Pryakhina S.F. 2019. Modelling of water pollution propagation in the Sevastopol Bay. *Physical Oceanography*. 2019, 26(1), 3–12. doi:10.22449/1573-160X-2019-1-3-12
9. Orekhova N.A., Romanov A.S., Horuzhy D.S. Interannual changes in the concentration of nutrients in the Sevastopol Bay for the period 2006–2010. *Ekologicheskaya Bezopasnost' Pribrezhnykh i Shel'fovykh Zon i Kompleksnoe Ispol'zovanie Resursov Shel'fa. Sevastopol, ECOSI-Hydrophysics*, 2011, 25, 192–199 (in Russian).

10. Sovga E.E., Khmara T.V. Influence of the Chernaya River runoff during high and low water on the ecological state of the apex of the Sevastopol Bay water area. *Physical Oceanography*. 2020, 27(1), 28–36. doi:10.22449/1573-160X-2020-1-28-36
11. Sovga E.E., Mezentsseva I.V., Khmara T.V., Slepchuk K.A. On the prospects and possibilities of assessing the self-cleaning capacity of the water area of the Sevastopol Bay. *Ekologicheskaya Bezopasnost' Pribrezhnykh i Shel'fovykh Zon i Kompleksnoe Ispol'zovanie Resursov Shel'fa*. Sevastopol, ECOSI-Hydrophysics, 2014, 28, 153–164 (in Russian).
12. Ivanov V.A., Mezentsseva I.V., Sovga E.E., Slepchuk K.A., Khmara T.V. Estimates of the self-cleaning capacity of the ecosystem of the Sevastopol Bay in relation to inorganic forms of nitrogen. *Protessy v Geosredakh*. 2015, 2(2), 55–65 (in Russian).
13. Kondratyev S.I., Vidnichuk A.V. Local seasonal hypoxia and hydrogen sulphide formation in the bottom waters of the Sevastopol Bay in 2009–2019. *Ecological Safety of Coastal and Shelf Zones of Sea*. 2020, 2, 107–121. doi:10.22449/2413-5577-2020-2-107-121 (in Russian).
14. Ivanov V.A., Tuchkovenko Yu.S. Applied mathematical modeling of water quality in shelf marine ecosystems. Sevastopol, ECOSI-Hydrophysics, 2006. 368 p. (in Russian).
15. Tuchkovenko Yu., Tuchkovenko O., Khokhlov V. Modelling water exchange between coastal elongated lagoon and sea: influence of the morphometric characteristics of connecting channel on water renewal in lagoon. *EUREKA: Physics and Engineering*. 2019, Number 5, 37–46. doi:10.21303/2461-4262.2019.00979
16. Bielecka M., Tuchkovenko Yu., Lloret J., Lillebo A.I., Dias J.M., Robakiewicz M., Zalewski M., Krysanova V., Chubarenko B., Stalnacke P. The challenges to improve integrated catchment and lagoon modelling in the context of climate change. Chapter 12 / Coastal Lagoons in Europe. Integrated Water Resource Strategies / Edited by Ana I. Lillebo, Per Stalnacke and Geoffrey D. Gooch. London, IWA Publishing, 2016, 107–114.
17. Lonin S.A., Tuchkovenko Yu.S. Water quality modelling for the ecosystem of the Cienaga de Tesca coastal lagoon. *Ecological Modelling*. Published by Elsevier Science B.V. 2001, 144, 279–293.
18. Israel Yu.A., Tsyban A.V. Anthropogenic ecology of the ocean. Moscow, Gidrometeoizdat, 1989. 528 p. (in Russian).
19. Sovga E., Mezentsseva I., Verzhvetskaia L. Assimilation Capacity of the Ecosystem of Sevastopol Bay. *Proceedings of the Twelfth International Conference on the Mediterranean Coastal Environment MEDCOAST[®] 2015*, 6–10 October 2015. (Ed. E. Ozhan) Varna, Bulgaria, Vol. 1, 317–326.
20. Sovga E.E., Mezentsseva I.V. Methodological aspects of estimates of self-purifying ability of marine shallow water ecosystems (gulfs, bays, ports). *Ekologicheskaya Bezopasnost' Pribrezhnykh i Shel'fovykh Zon Morya*. 2017, 3, 57–68 (in Russian). doi:10.22449/2413-5577-2020-3-63-76
21. Sovga E.E., Mezentsseva I.V., Kotelianets E.A. Assimilation capacity of the marine shallow water ecosystems with various anthropogenic impacts as the estimation method of its self-purification ability. *Problemy Ekologicheskogo Monitoringa i Modelirovaniya Ekosistem*. 2017, 28, 4, 38–51 (In Russian). doi:10.21513/0207-2564-2017-4-38-51
22. Shavrak E.I. Assimilation capacity of the Tsimlyansk reservoir and the stability of accumulation processes. *Vestnik Voronezhskogo Gosudarstvennogo Universiteta. Series geography, geocology*. 2013, 2, 93–98 (in Russian).
23. Khorolich N.G. Calculation of water exchange between a shallow gulf (bay) and the sea. *Proceedings of the State Oceanographic Institute*. 1986, 168, 113–118 (in Russian).
24. Gevorgiz N.S., Kondratyev S.I., Lyashenko S.V., Ovsyany E.I., Romanov A.S. Results of monitoring the hydrochemical structure of the Sevastopol Bay in the warm season. *Ekologicheskaya Bezopasnost' Pribrezhnykh i Shel'fovykh Zon i Kompleksnoe Ispol'zovanie Resursov Shel'fa*. Sevastopol, ECOSI-Hydrophysics, 2002. 6, 131–148 (in Russian).
25. Orekhova N.A., Varenik A.V. Current hydrochemical regime of the Sevastopol Bay. *Physical Oceanography*. 2018, 25(2), 124–135. doi:10.22449/1573-160X-2018-2-124-135

УДК 551.463.5

© А. А. Латушкин, Ю. В. Артамонов*, Е. А. Скрипалева, А. В. Федирко, 2022

Морской гидрофизический институт РАН, 299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, 2

*E-mail: artam-ant@yandex.ru

СВЯЗЬ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ КОНЦЕНТРАЦИИ ОБЩЕГО ВЗВЕШЕННОГО ВЕЩЕСТВА И ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ КОНТАКТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Статья поступила в редакцию 14.01.2022, после доработки 20.04.2022, принята в печать 26.04.2022

Аннотация

По данным гидрооптических съемок, выполненных в северной части Черного моря по одной и той же сетке в период с 2016 по 2020 гг., уточнены особенности горизонтальной и вертикальной структуры поля общего взвешенного вещества и оценена их связь с распределениями полей температуры воды, солёности и плотности. Показано, что основными источниками повышенной концентрации общего взвешенного вещества в поверхностном слое северной части Черного моря являются низкосолёные и мутные воды, поступающие из Керченского пролива, воды стоков Риони, Ингури и других рек на востоке акватории и распреснённые воды Днепра, Днестра и Дуная, проникающие на акваторию съёмки с северо-западного шельфа. В глубоководной части моря могут проследиваться локальные области мутных вод, возникновение которых связано с особенностями вертикальной циркуляции в зонах циклонических круговоротов и меандров Основного Черноморского Течения. Вертикальная структура концентрации общего взвешенного вещества характеризовалась верхним квазиоднородным слоем, обычно совпадающим по толщине с верхним квазиоднородным слоем в полях термохалинных параметров. В пределах этого слоя между значениями концентрации общего взвешенного вещества и значениями температуры и солёности наблюдалась значимая линейная отрицательная корреляция и значениями плотности — положительная. Глубже, в слое сезонных термоклина и пикноклина, прослеживался подповерхностный максимум концентрации общего взвешенного вещества. В областях, где наблюдался максимальный вертикальный градиент температуры, толщина слоя повышенной мутности уменьшалась почти на порядок по сравнению с районами, где градиент температуры был слабо выражен. Ниже ядра холодного промежуточного слоя в слое основных термоклина, галоклина и пикноклина прослеживался промежуточный минимум концентрации общего взвешенного вещества. Под этим минимумом располагался ещё один слой повышенных значений концентрации общего взвешенного вещества, глубина которого совпадала с глубиной верхней границы сероводородной зоны.

Ключевые слова: общее взвешенное вещество, Черное море, Основное Черноморское Течение, температура воды, солёность, плотность, циркуляция, верхний квазиоднородный слой, термоклин, пикноклин, галоклин

© А. А. Latushkin, Yu. V. Artamonov*, E. A. Skripaleva, A. V. Fedirko, 2022

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, 299011, Kapitanskaya Str., 2, Sevastopol, Russia

*E-mail: artam-ant@yandex.ru

THE RELATIONSHIP OF THE SPATIAL STRUCTURE OF THE TOTAL SUSPENDED MATTER CONCENTRATION AND HYDROLOGICAL PARAMETERS IN THE NORTHERN BLACK SEA ACCORDING TO CONTACT MEASUREMENTS

Received 14.01.2022, Revised 20.04.2022, Accepted 26.04.2022

Abstract

Here we describe the features of the horizontal and vertical distribution of total suspended matter in the northern part of the Black Sea and their relationships with the water temperature, salinity, and density fields measured at the identical grid during hydro-optical surveys from 2016 to 2020. The results show that the primary sources of increased total suspended matter concen-

Ссылка для цитирования: Латушкин А.А., Артамонов Ю.В., Скрипалева Е.А., Федирко А.В. Связь пространственной структуры концентрации общего взвешенного вещества и гидрологических параметров в северной части Черного моря по данным контактных измерений // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 2. С. 124–137. doi:10.48612/fpg/4heu-kxbn-gg7t

For citation: Latushkin A.A., Artamonov Yu.V., Skripaleva E.A., Fedirko A.V. The Relationship of the Spatial Structure of the Total Suspended Matter Concentration and Hydrological Parameters in the Northern Black Sea According to Contact Measurements. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 2, 124–137. doi:10.48612/fpg/4heu-kxbn-gg7t

trations in the northern part of the Black Sea are low-salinity and turbid waters of the Kerch Strait; runoffs of the Rioni, Enguri, and other rivers in the east of the survey area; together with freshened waters of the Dnieper, Dniester, and Danube runoff from the northwestern shelf. Higher turbidity was observed in the deep-water part of the sea, associated with the cyclonic gyres and meanders of the Rim Current effects. The total suspended matter vertical structure features an upper mixed layer, which usually coincides in thickness with the upper thermohaline upper mixed layer. Significant negative correlations were found for this layer comparing total suspended matter concentration versus temperature and salinity, while the correlation appears positive with density values. Below, a total suspended matter subsurface maximum was observed in the seasonal thermocline and pycnocline layer. The high turbidity layer appeared almost an order of magnitude thinner in the regions of maximum temperature gradients versus the areas where the temperature gradient was weak. A local total suspended matter minimum occurred below the cold intermediate core, corresponding to the main thermocline, halocline, and pycnocline layer. Beneath this minimum, there was a local increase of total suspended matter coinciding with the upper boundary of the hydrogen sulfide zone.

Keywords: total suspended matter, Black Sea, Rim Current, water temperature, salinity, density, circulation, upper mixed layer, thermocline, pycnocline, halocline

1. Введение

Интенсивное освоение шельфа, быстрый рост приморских городов, курортных объектов и массовая застройка побережья приводят к значительному усилению антропогенного воздействия на экосистему Черного моря [1–3]. Вместе с речным стоком в море попадают различные промышленные, сельскохозяйственные и бытовые загрязняющие вещества. В связи с этим возрастает актуальность оценки экологического состояния вод Черного моря, которое в значительной степени отражается в их гидрооптической структуре. Важную роль в формировании последней играет взвешенное вещество [4–6], индикатором содержания которого является показатель ослабления света (ПОС) [7–12].

В настоящее время в вертикальном распределении ПОС в глубоководной части моря выделяют четыре основных слоя: поверхностный, промежуточный, пограничный и глубинный [7, 12]. Поверхностный слой располагается в фотической зоне моря, нижняя граница которого в среднем колеблется в пределах 40–70 м. В летний период этот слой характеризуется наличием нескольких максимумов ПОС, при этом основные максимумы наблюдаются в сезонном термоклине и в верхней части основного галоклина [7]. В шельфовой части моря в вертикальном распределении наблюдается обычно один максимум ПОС [12]. В зимний период вследствие отсутствия сезонного термоклина в поверхностном слое глубоководной части моря наблюдается один максимум ПОС, а в шельфовой зоне распределение ПОС однородно по вертикали [7, 12].

Промежуточный слой отличается высокой прозрачностью вод и располагается на глубинах 50–150 м. Толщина его летом не превышает 30 м, зимой может увеличиваться до 80 м. Считается, что высокая прозрачность воды в этом слое связана с отсутствием здесь условий для накопления органической взвеси [7, 12]. Глубже, в области перехода кислородной зоны в сероводородную (субкислородная редокс-зона [13]), было обнаружено увеличение мутности, связанное с высоким содержанием взвешенных частиц, из которых 93 % приходится на неорганическую взвесь, а 7 % на органическую [7, 14–18]. В глубинном слое, который начинается с верхней границы сероводородной зоны, вертикальное распределение ПОС характеризуется монотонным возрастанием с глубиной в коротковолновом (фиолетовом) участке спектра, а в длинноволновом (красном) участке величина ПОС остается постоянной на всех глубинах [14–20]. Согласно [20] это может быть связано с тем, что в коротковолновой части спектра происходит интенсивное поглощение света желтым веществом, входящим в состав растворенных органических соединений, при этом поглощение света желтым веществом резко убывает с увеличением длины волны и в длинноволновой области видимого спектра практически не влияет на величину ПОС.

Исследования особенностей горизонтального распределения прозрачности показали, что в поверхностном слое наиболее мутные воды наблюдались на северо-западном шельфе, что связано с интенсивным речным стоком [7, 9–12, 21, 22]. В горизонтальных полях гидрооптических параметров выявлена синоптическая изменчивость в виде чередования областей более прозрачных и более мутных вод, при этом масштабы синоптических образований составляют 10–100 км [12, 22].

Полученные общие представления об изменчивости гидрооптической структуры Черного моря, особенно в его глубоководной части, базируются на данных эпизодических измерений в разных акваториях, в различные сезоны и годы, что затрудняет выявление закономерностей изменчивости гидрооптических полей на различных пространственно-временных масштабах. Кроме того, для интерпретации распределений гидрооптических параметров необходимы квазисинхронные измерения термохалинных характеристик и инструментальные измерения течений. Такие измерения регулярно начали проводиться с 2016 г. в северной части Черного моря на НИС «Профессор Водяницкий». Некоторые результаты этих исследований для отдельных

съемок отражены в работах [23–28]. В данной работе на основе обобщения всех измерений, выполненных в период с 2016 по 2020 гг., анализируется связь пространственной структуры концентрации общего взвешенного вещества ($C_{ОВВ}$) с распределениями гидрологических параметров и циркуляцией вод. Отметим, что под концентрацией общего взвешенного вещества в работе понимается концентрация всех взвешенных частиц, которые остаются на фильтре при использовании того или иного способа фильтрации.

2. Материалы и методы

Гидрооптические и гидрологические исследования проводились на НИС «Профессор Водяницкий» по единой схеме станций в северной части Черного моря от м. Тарханкут до границы с Абхазией. За период 2016–2020 гг. в различные сезоны были выполнены десять крупномасштабных съемок (табл. 1). Следует отметить, что неблагоприятные погодные условия и закрытие некоторых районов для работ не всегда позволяли выполнять съемки в полной мере по запланированной схеме.

При проведении гидрооптических измерений использовался зондирующий спектральный измеритель показателя ослабления направленного света СИПО 4 [29], разработанный в отделе оптики и биофизики моря Морского гидрофизического института РАН. Измерения ПОС проводились в красной области спектра на длине волны 625 нм с вертикальным разрешением 0,1 м от поверхности до предельной глубины измерений, которая в разных рейсах в зависимости от времени, отведенного для гидрооптических измерений, и погодных условий изменялась от 50 до 200 м. Концентрация общего взвешенного вещества (ОВВ) рассчитывалась на основе эмпирического соотношения $C_{ОВВ} = 1,514 \times \text{ПОС}(625) - 0,23$, полученного ранее для северной части Черного моря на основе массивов данных измерений ПОС и определения концентрации ОВВ гравиметрическим методом по пробам воды, которые дополнительно отбирались на станциях совместно с измерениями ПОС [28]. Гидрологические измерения выполнялись зондирующим CTD комплексом Sea-Bird 911 plus, скорость и направление течений измерялись профилографом течений ADCP WORKHORSE-300 kHz.

Для оценки согласованности пространственных распределений $C_{ОВВ}$ и термохалинных параметров и ее изменения с глубиной на каждом горизонте с дискретностью 1 м по совокупности всех станций были рассчитаны коэффициенты линейной корреляции между значениями $C_{ОВВ}$ на каждой станции и значениями температуры, солености и плотности. Кроме того, оценивалась линейная корреляция между глубинами залегания максимумов $C_{ОВВ}$ и различных изоповерхностей в термохалинных полях (нижней границы верхнего квазиоднородного слоя, слоя скачка, холодного промежуточного слоя, границ редокс-зоны, верхней границы сероводородной зоны, определяемой по положению изопикны 16,2 усл. ед.).

3. Результаты

Анализ горизонтальных распределений $C_{ОВВ}$ в поверхностном слое позволил выявить некоторые общие закономерности, которые можно объяснить особенностями гидрологической структуры вод. В пределах полигонов выделяются несколько областей с экстремальными значениями $C_{ОВВ}$, появление которых связано с наличием очагов формирования различных водных масс. Практически во всех съемках, вне зависимости от

Таблица 1

Table 1

Рейсы НИС «Профессор Водяницкий», в которых проводились измерения ПОС

Cruises of the R/V *Professor Vodyanitsky*, in which measurements of the light beam attenuation coefficient were carried out

Рейс, №	Дата	Количество станций
87	30.06–20.07.2016	106
89	16.11–05.12.2016	112
94	22.04–06.05.2017	104
95	14.06–04.07.2017	113
98	14.11–28.11.2017	90
101	14–27.12.2017	62
102	09.06–01.07.2018	122
103	28.08–20.09.2018	147
106	18.04–13.05.2019	142
115	27.11–16.12.2020	76
Общее количество станций, на которых выполнялись измерения ПОС — 1102		

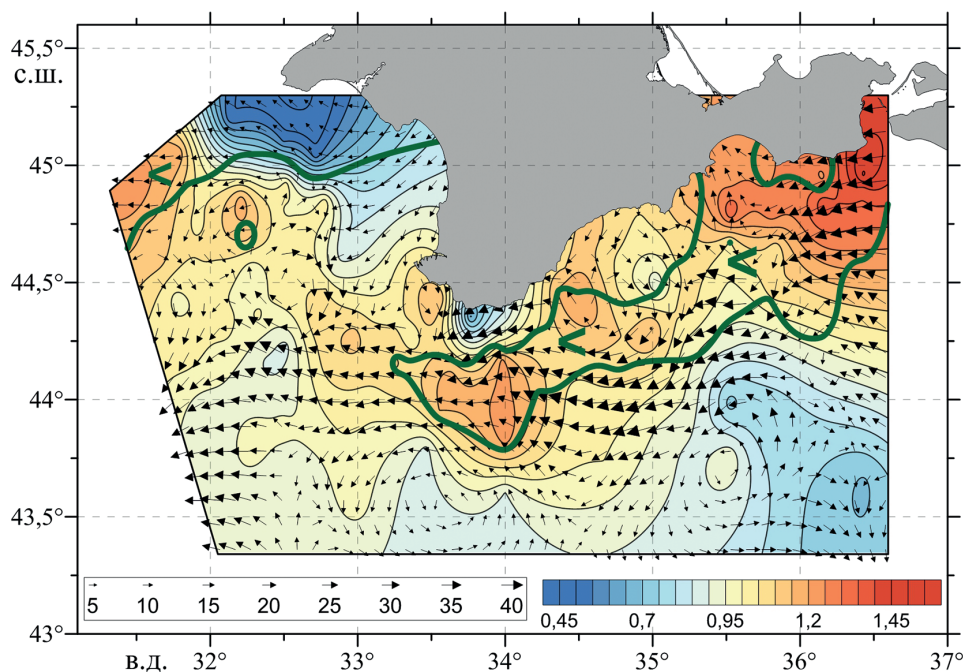


Рис. 1. Распределения концентрации ОБВ (мг/л) в поверхностном слое и векторов инструментально измеренных течений (см/с) на горизонте 25 м в период летней съемки 2017 г. Зеленым цветом показано положение изохалины 18,1 ‰.

Fig. 1. Distributions of TSM concentration (mg/l) in the surface layer and vectors of instrumentally measured currents (cm/s) at horizon of 25 m during the summer 2017 survey. The position of the 18.1 ‰ isohaline is shown in green

года и сезона, к югу от Керченского пролива и Керченского полуострова наблюдалась область повышенных значений $C_{\text{ОВВ}}$, образование которой связано с выносом более мутных и распресненных азовоморских вод через Керченский пролив. На примере распределения концентрации ОБВ по данным летней съемки 2017 г. (рис. 1) видно, что область повышенных значений $C_{\text{ОВВ}}$ вытягивалась вдоль обширной зоны распреснения с соленостью ниже 18,1 ‰, образуемой азовоморскими водами. Эти воды, согласно данным инструментальных измерений течений, переносятся Основным Черноморским Течением (ОЧТ) в западном направлении вдоль берегов Крыма. Вынос азовоморских вод с повышенной концентрацией ОБВ и пониженной соленостью из Керченского пролива и их распространение на запад хорошо отражается в распределениях концентрации взвешенных веществ и термохалинных параметров, полученных по данным сканеров MODIS/Aqua [30] и по данным климатического массива гидрологических измерений БОД МГИ [31].

Еще одна область высоких значений $C_{\text{ОВВ}}$ наблюдалась в восточной части Черного моря вдоль берегов Кавказа. Она формировалась в результате переноса вдольбереговым потоком ОЧТ на северо-запад мутных и распресненных вод стоков Риони, Ингури и других более мелких рек, таких, как Нечепсухо, Аше, Шахе, Сочи, Мзымта (рис. 2). Под влиянием особенностей циркуляции вод пятна высоких значений $C_{\text{ОВВ}}$ иногда прослеживались не только вблизи Кавказского побережья, но и в открытом море. Так, по данным осенней съемки 28.08–18.09.2018 г. в открытой части полигона примерно между 36° и 37° в.д., 43,5° и 44,5° с.ш. наблюдалось обширное пятно повышенных значений $C_{\text{ОВВ}}$ (рис. 2). Согласно инструментальным измерениям течений это пятно располагалось на северо-западной периферии крупномасштабного Восточного циклонического круговорота и сформировалось в результате выноса ветвью ОЧТ более мутных вод от берегов Кавказа в открытое море.

По данным летней съемки в период 09.06–01.07.2018 г. в районе Туапсе наблюдался максимум концентрации ОБВ, связанный с наличием здесь локального источника распресненных и мутных вод (рис. 3). Распространение этих вод происходило не вдоль Кавказского побережья, а от берега в глубоководную часть (рис. 3). Это объясняется тем, что в восточной части полигона по данным инструментальных измерений наблюдалось ослабление скорости вдольберегового потока ОЧТ. В то же время между Новороссийском и Туапсе прослеживался антициклонический вихрь, вдоль восточной периферии которого происходил вынос распресненных и более мутных вод в открытую глубоководную часть полигона (рис. 3).

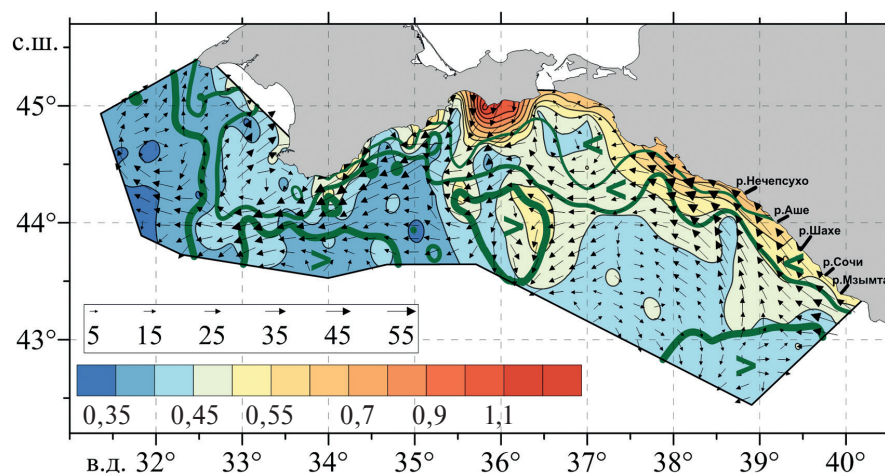


Рис. 2. Распределения концентрации общего взвешенного вещества (мг/л) в поверхностном слое и векторов инструментально измеренных течений (см/с) на горизонте 25 м в период осенней съемки 2018 г. Зеленым цветом показано положение изохалин 17,85 ‰ (тонкая линия), 18,05 ‰ (средняя линия), 18,25 ‰ (толстая линия)

Fig. 2. Distributions of TSM concentration (mg/l) in the surface layer and vectors of instrumentally measured currents (cm/s) at horizon of 25 m during the autumn 2018 survey. Green color shows the position of isochalines 17.85 ‰ (thin line), 18.05 ‰ (middle line), 18.25 ‰ (thick line)

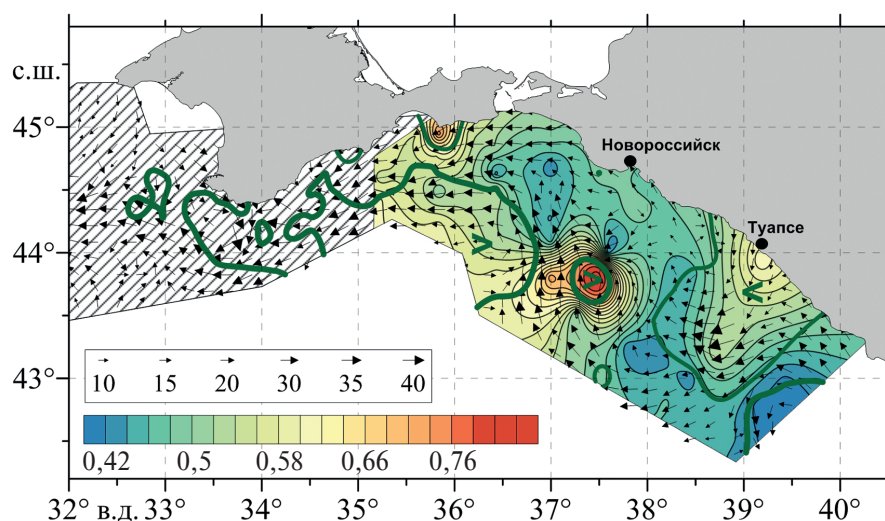


Рис. 3. Распределения концентрации ОБВ (мг/л) в поверхностном слое и векторов инструментально измеренных течений (см/с) на горизонте 25 м в период летней съемки 2018 г. Зеленым цветом показано положение изохалин 17,9 ‰ (тонкая линия) и 18,15 ‰ (толстая линия). Заштрихована область, в которой гидрооптические измерения не проводились

Fig. 3. Distributions of TSM concentration (mg/l) in the surface layer and vectors of instrumentally measured currents (cm/s) at horizon of 25 m during the summer 2018 survey. The positions of isochalines 17.9 ‰ (thin line) and 18.15 ‰ (thick line) are shown in green. The area where hydrooptical measurements were not taken is shaded

В северо-западной части полигонов в периоды весенне-летних съемок прослеживалась еще одна область повышенных значений $C_{ОВВ}$ (рис. 1; рис 4, а). В этой области, как правило, наблюдались воды пониженной солености, которые проникали на акваторию съемок из района северо-западного шельфа (рис. 1; рис 4, а). Шельфовые воды характеризуются максимальной мутностью и минимальной соленостью, обусловленной выносом вод рек Днепр, Южный Буг, Днестр и Дунай [7, 9–12, 21, 22].

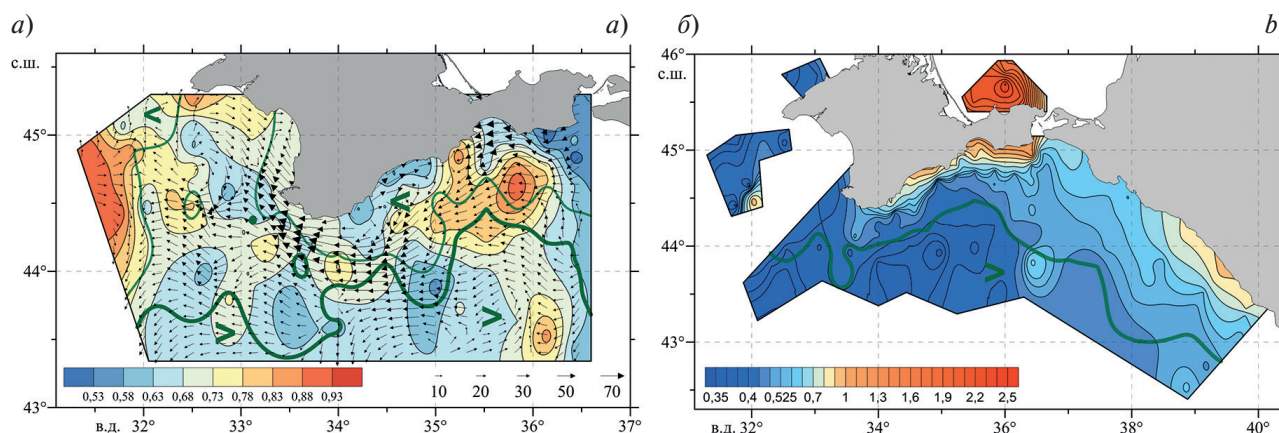


Рис. 4. Распределения концентрации ОБВ (мг/л) в поверхностном слое и векторов инструментально измеренных течений (см/с) на горизонте 25 м в период летней съемки 2016 г. (а) и концентрации ОБВ в период весенней съемки 2019 г. (б). Зеленым цветом показано положение изохалин 17,9‰ (тонкая линия) и 18,15‰ (толстая линия) (а), 18,45‰ (толстая линия) (б)

Fig. 4. Distributions of TSM concentration (mg/l) in the surface layer and vectors of instrumentally measured currents (cm/s) at horizon of 25 m during the summer 2016 survey (a) and TSM concentration during spring 2019 survey (b). Green color shows the position of isochalines 17,9‰ (thin line) and 18,15‰ (thick line) (a), 18,45‰ (thick line) (b)

Помимо вышеперечисленных областей высоких значений концентрации ОБВ, в глубоководной части полигона могут прослеживаться локальные области мутных вод, возникновение которых явно не связано с речным стоком или адвекцией прибрежных вод в открытое море. Появление подобных областей можно объяснить особенностями вертикальной циркуляции в зонах циклонических круговоротов и меандров. Так, например, по данным летней и осенней съемок 2018 г. в южной части полигонов наблюдались области высоких значений $C_{\text{ОВВ}}$, располагающиеся на перифериях циклонических меандров (рис. 2 и 3). В отличие от прибрежных вод повышенной мутности и низкой солёности, воды с повышенной концентрацией ОБВ в зонах этих меандров характеризовались повышением солёности на поверхности — выше 18,15‰ летом и 18,25‰ осенью (рис. 2 и 3). Такое повышение мутности и солёности связано с подъемом более солёных подповерхностных вод и подповерхностного максимума концентрации ОБВ, что привело к повышению значений $C_{\text{ОВВ}}$ и солёности у поверхности. Распределение глубины залегания подповерхностного максимума концентрации взвеси показало, что в области повышения $C_{\text{ОВВ}}$ на поверхности она была менее 5–10 м, в то время как в окружающих водах она увеличивалась до 15–25 м [25].

В целом по данным всех съемок в глубоководной части акватории концентрация ОБВ понижалась по мере удаления от прибрежных источников мутных вод, при этом солёность, как правило, увеличивалась (рис. 4).

4. Обсуждение

Квазисинхронные измерения концентрации общего взвешенного вещества и гидрологических параметров в периоды съемок позволили дать некоторые статистические оценки выявленным особенностям связи пространственной структуры гидрологических полей и поля концентрации ОБВ на поверхности и проанализировать изменения этой связи с глубиной. Анализ горизонтальных распределений концентрации ОБВ и термохалинных параметров, а также коэффициентов линейной связи между этими распределениями с дискретностью 1 м по глубине показал, что в пределах верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) между значениями $C_{\text{ОВВ}}$ и температуры, $C_{\text{ОВВ}}$ и солёности на каждом горизонте наблюдалась значимая отрицательная линейная корреляция, а между значениями $C_{\text{ОВВ}}$ и плотности — положительная [23, 26]. Таким образом, более холодные и менее солёные воды, как правило, имели повышенную мутность. Это связано с тем, что в более холодных водах, приуроченных преимущественно к открытым частям моря, а также к апвеллингам происходит более активное развитие организмов биологического происхождения. В менее солёных водах увеличение концентрации ОБВ происходило в основном в прибрежных районах, где значительную роль играет речной сток, обогащенный взвесью терригенного происхождения.

Толщина ВКС в поле $C_{\text{ОВВ}}$ существенно зависела от сезона (рис. 5, а) и, как правило, совпадала с толщиной ВКС в полях термохалинных параметров (рис. 5, б, г, е). В период с конца осени до весны наблюдался

хорошо развитый ВКС толщиной до 50 м, летом и в начале осени толщина ВКС не превышала 5–10 м. Глубже ВКС прослеживался подповерхностный максимум концентрации ОВВ, наиболее четко выраженный летом и осенью (рис. 5, а). Глубина залегания этого максимума составляла летом 10–13 м, в начале осени увеличивалась до 18–22 м, в конце осени — до 25 м. Распределения вертикальных градиентов температуры (ВГТ), солёности (ВГС) и плотности (ВГП) (рис. 5, в, д, ж) показали, что глубина залегания подповерхностного максимума концентрации ОВВ хорошо совпадала с глубиной залегания максимальных значений (по абсолютной величине) вертикальных градиентов температуры и плотности (рис. 5, а, в, ж). В целом в летне-осенний период между глубинами залегания подповерхностного максимума $C_{ОВВ}$ и максимумов ВГТ и ВГП выявлен высокий уровень линейных связей (табл. 2). Кроме того, установлено, что толщина подповерхностного слоя с высокими значениями концентрации ОВВ, более чем в 1,5 раза превышающими значения $C_{ОВВ}$ в выше- и нижележащих слоях, зависит от абсолютной величины вертикального градиента температуры. В областях, где наблюдался максимальный ВГТ, толщина слоя с высоким содержанием общего взвешенного вещества уменьшалась почти на порядок по сравнению с районами, где градиент температуры был слабо выражен. Между толщиной слоя с максимальной концентрацией ОВВ и величиной максимального ВГТ выявлена значимая линейная корреляция (рис. 6).

В периоды зимних и весенних съёмок вертикальная стратификация концентрации ОВВ в верхнем 60-метровом слое была выражена слабо и подповерхностный максимум практически не прослеживался. Непосредственно в поверхностном слое толщиной до 5 м в структуре ОВВ наблюдались слабые экстремумы разного знака, формирующиеся в результате влияния синоптических атмосферных процессов на перераспределение поверхностных вод с различной концентрацией ОВВ (рис. 5, а).

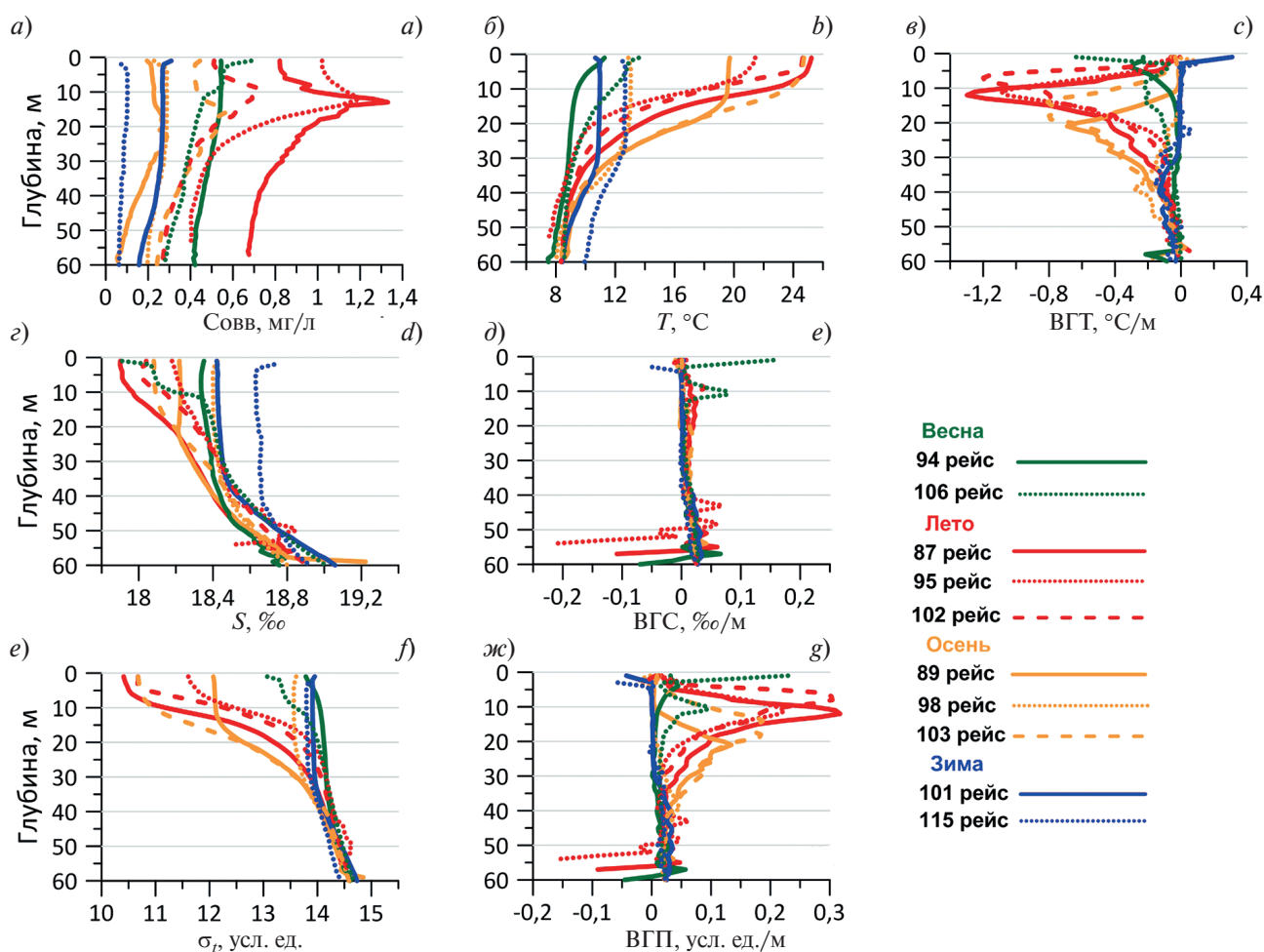


Рис. 5. Вертикальные профили концентрации ОВВ (а), температуры (б) и ВГТ (в), солёности (г) и ВГС (д), плотности (е) и ВГП (ж) в слое 0–60 м, осредненные по всем станциям для каждой съёмки

Fig. 5. Vertical profiles of TSM concentration (a), temperature (b) and TVG (c), salinity (d) and VSG (e), density σ_t (f) and $\sigma_t VG$ (g) in the 0–60 m layer, averaged over all stations for each survey

Таблица 2

Table 2

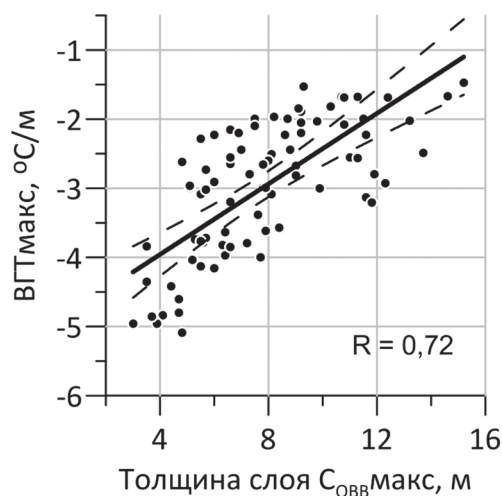
Величины коэффициентов линейной корреляции R между глубинами залегания (H) подповерхностного максимума $C_{ОВВ}$ и максимумов ВГТ и ВГП. Значимые на 95%-ном уровне величины R выделены жирным

Values of the linear correlation coefficients R between the depths of occurrence (H) of the subsurface maximum of the C_{TSM} and the maximum of the TVG and of TVG. R values significant at the 95 % level are shown in bold

Параметр	Весна		Лето			Осень			Зима	
	2017	2019	2016	2017	2018	2016	2017	2018	2018	2020
$R(H_{C_{ОВВ} \max} - H_{ВГТ \max})$	0,32	0,94	0,91	0,65	0,9	0,82	0,33	0,82	0,1	0,35
$R(H_{C_{ОВВ} \max} - H_{ВГП \max})$	0,35	0,95	0,91	0,65	0,74	0,79	0,35	0,83	0,1	0,25

Рис. 6. Корреляционная связь толщины подповерхностного слоя с высокими значениями концентрации ОВВ и величины максимального вертикального градиента температуры по данным летней съемки 2016 г. Штриховые линии — границы 95%-го доверительного интервала

Fig. 6. Correlation between the thickness of the subsurface layer with high TSM concentrations and the value of the maximum temperature vertical gradient according to the data of the summer 2016 survey. Dashed lines are the boundaries of the 95 % confidence interval



Глубже подповерхностного максимума концентрации ОВВ наблюдалось ее постепенное уменьшение (рис. 7, а). В слое примерно 75–120 м по данным всех съемок прослеживался промежуточный минимум $C_{ОВВ}$, глубина залегания которого заметно изменялась в зависимости от сезона и варьировала в пределах от 75–95 м в конце осени, зимой и весной до 100–117 м летом и в начале осени. Вертикальное распределение температуры (рис. 7, б) показывает, что этот минимум $C_{ОВВ}$ прослеживался ниже глубины залегания минимума температуры (ядра холодного промежуточного слоя), которая составляла 70–90 м, и располагался в слое основных термоклина, галоклина и пикноклина (рис. 7, б — в). В целом между глубинами залегания ядра ХПС и промежуточного минимума $C_{ОВВ}$ выявлена значимая линейная связь (рис. 7, д).

Под промежуточным минимумом концентрация ОВВ снова возрастала, при этом на глубинах более 100–120 м на осредненных по всем станциям вертикальных профилях прослеживался ряд относительно слабых экстремумов $C_{ОВВ}$ (рис. 7, а). Анализ вертикальной структуры поля плотности показал, что наибольшее увеличение содержания взвешенных веществ наблюдается в слое залегания изопикнических поверхностей 16,15–16,35 усл. ед. Согласно [13], этот слой охватывает нижнюю границу субкислородной редокс-зоны и верхний слой сероводородной зоны, верхняя граница которой условно определяется по положению изопикны 16,2 усл. ед. Наиболее интенсивный глубинный максимум концентрации ОВВ хорошо прослеживался в период осенней съемки 2017 г. На осредненном профиле $C_{ОВВ}$ этот максимум располагался примерно на глубине 170 м (рис. 7, а; рис. 8, а), которая соответствовала изопикнической поверхности 16,3 усл. ед. (рис. 8, б), т.е., согласно [13], находился в верхней части сероводородной зоны. Анализ глубины залегания этого максимума $C_{ОВВ}$ на каждой отдельной станции показал, что на акватории съемки она изменялась в широком диапазоне от 100 до 170 м. Оценки согласованности пространственных распределений глубин залегания этого максимума $C_{ОВВ}$ и различных изопикнических поверхностей с дискретностью 0,1 усл. ед., соответствующих субкислородной редокс-зоне (15,5–16,15 усл. ед.) (рис. 8, в) и сероводородной зоне (16,2–16,6 усл. ед.) (рис. 8, в — е) показали, что максимальная корреляция со значением коэффициента корреляции $R \sim 0,936$ наблюдается для глубины залегания изопикны 16,3 усл. ед. В целом выявлен высокий уровень согласованности распределения глубины залегания максимума $C_{ОВВ}$ в сероводородной зоне с распределением слоя изопикнических поверхностей 16–16,4 усл. ед. со значениями R , превышающими 0,9 (рис. 8, ж).

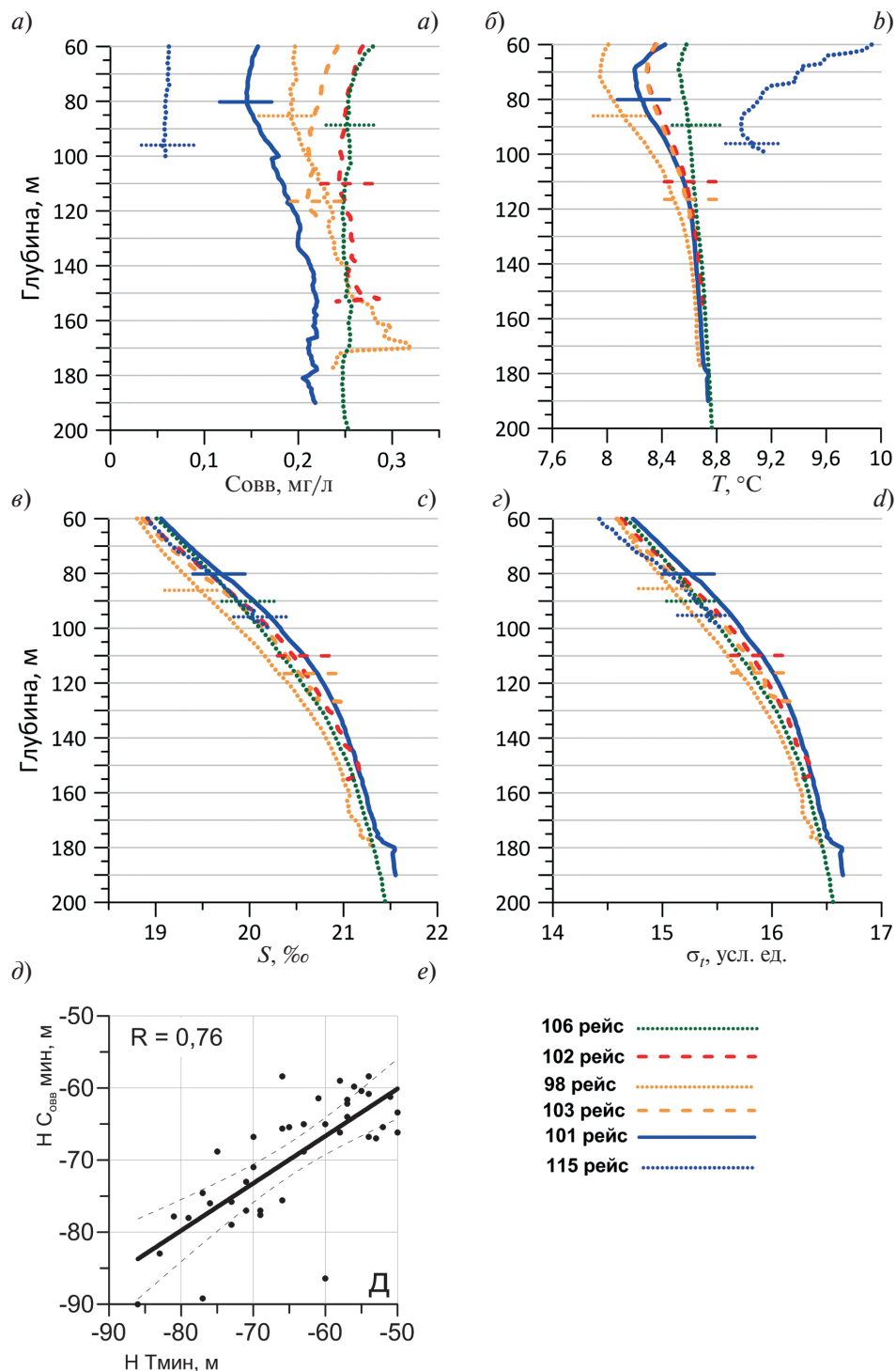


Рис. 7. Вертикальные профили концентрации ОВВ (а), температуры (б), солёности (в) и плотности (г) в слое 60–200 м, осредненные по всем станциям для каждой съемки, и корреляционная связь между глубинами залегания ядра ХПС и промежуточного минимума C_{OBB} по данным зимней съемки 2017 г. (д). Горизонтальными линиями отмечена глубина залегания минимума ОВВ. Штриховые линии — границы 95%-го доверительного интервала

Fig. 7. Vertical profiles of TSM concentration (a), temperature (b), salinity (c) and density (d) in the 60–200 m layer, averaged over all stations for each survey, and the correlation between the depths of the CIL core and C_{TSM} intermediate minimum (e) according to the data of the winter 2017 survey. The horizontal lines mark the depth of the TSM minimum. Dashed lines are the boundaries of the 95 % confidence interval

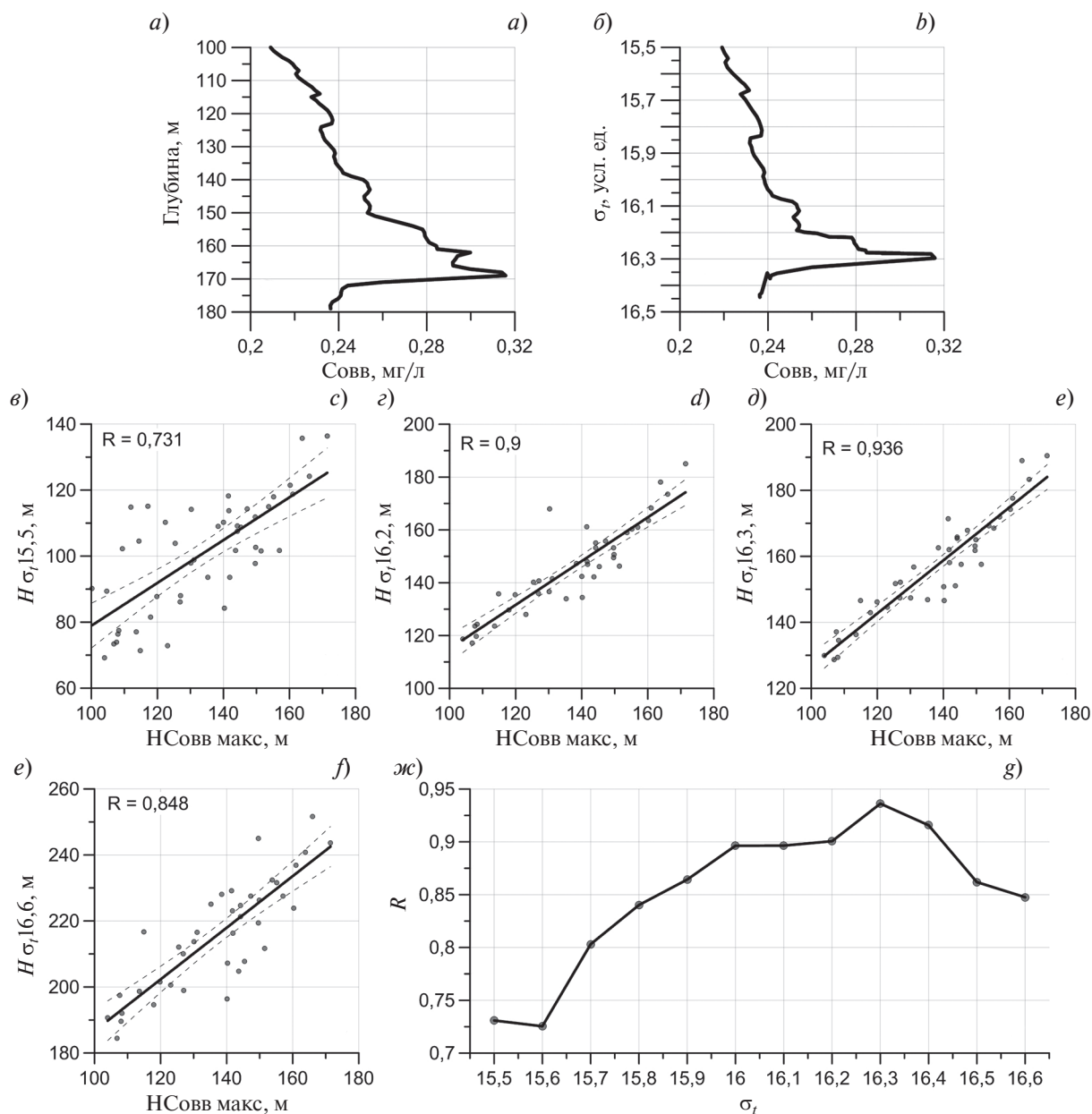


Рис. 8. Осредненный по всем станциям вертикальный профиль $C_{ОВВ}$ в слое 100–180 м (а), зависимость величин $C_{ОВВ}$ от плотности (б), корреляционная связь между глубинами залегания различных изопикн и максимума $C_{ОВВ}$ в субкислородной зоне (в), на верхней границе сероводородной зоны (д), в сероводородной зоне (е, ф), изменение коэффициента корреляции R между глубинами залегания максимума $C_{ОВВ}$ и различных изопикн (ж) по данным осенней съемки 2017 г. Штриховые линии — границы 95 %-го доверительного интервала

Fig. 8. Averaged over all stations, the C_{TSM} vertical profile in the 100–180 m layer (a), dependence of the C_{TSM} values on density (b), correlation between the depths of different isopycnals and the C_{TSM} maximum in the suboxygen zone (c), at the upper boundary of the hydrogen sulfide zones (d), in the hydrogen sulfide zone (e, f), change of the correlation coefficient R between the depths of the C_{TSM} maximum and different isopycnals (g) according to the data of the autumn 2017 survey. Dashed lines are the boundaries of the 95 % confidence interval

5. Заключение

Подробные гидрооптические съемки с высокой пространственной дискретностью, выполненные по одной и той же сетке, позволили уточнить особенности горизонтальной и вертикальной структуры гидрооптических полей и оценить их связь с гидрологическими характеристиками.

Показано, что основными источниками повышенной концентрации общего взвешенного вещества в поверхностном слое северной части Черного моря являются низкосолёные и мутные воды, поступающие из Керченского пролива, воды стоков Риони, Ингури и других рек на востоке акватории и распреснённые воды Днепра, Днестра и Дуная, проникающие на акваторию съёмов с северо-западного шельфа.

В глубоководной части полигонов съёмов могут проследиваться локальные области мутных вод, возникновение которых связано с особенностями вертикальной циркуляции в зонах циклонических круговоротов и меандров Основного Черноморского Течения. В отличие от прибрежных вод повышенной мутности и низкой солёности, воды с повышенной концентрацией ОВВ в зонах этих меандров характеризовались повышением солёности на поверхности.

Установлено, что в пределах верхнего квазиоднородного слоя на каждом горизонте между значениями $C_{ОВВ}$ и температуры, $C_{ОВВ}$ и солёности наблюдалась значимая отрицательная линейная корреляция, а между значениями $C_{ОВВ}$ и плотности — положительная, т.е. более холодные и менее солёные, а также более плотные воды характеризовались повышенной мутностью.

Показано, что толщина ВКС в поле $C_{ОВВ}$, как правило, совпадала с толщиной ВКС в полях термохалинных параметров. Глубже ВКС прослеживался основной максимум концентрации ОВВ, наиболее четко выраженный летом и осенью. Глубина залегания этого максимума совпадала с глубиной залегания максимальных значений (по абсолютной величине) вертикальных градиентов температуры и плотности. Толщина подповерхностного слоя с высокими значениями концентрации ОВВ, более чем в 1,5 раза превышающими значения $C_{ОВВ}$ в выше- и нижележащих слоях, зависела от абсолютной величины вертикального градиента температуры. В областях, где наблюдался максимальный ВГТ, толщина слоя с высоким содержанием общего взвешенного вещества уменьшалась почти на порядок по сравнению с районами, где градиент температуры был слабо выражен.

Ниже глубины залегания ядра холодного промежуточного слоя в слое основных термоклина, галоклина и пикноклина прослеживался промежуточный минимум $C_{ОВВ}$. Под промежуточным минимумом концентрация ОВВ снова возрастала и на глубинах более 120–130 м прослеживался еще один максимум $C_{ОВВ}$, располагающийся в верхнем слое сероводородной зоны. Пространственное распределение глубины залегания этого максимума наиболее четко согласуется с распределением глубины залегания изопикны 16,3 усл. ед.

6. Благодарности

Авторы выражают глубокую благодарность старшему научному сотруднику отдела дистанционных методов исследований ФГБУН ФИЦ МГИ, кандидату технических наук Морозову А.Н. за ценные методические советы при обсуждении статьи.

7. Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ по темам № 0555–2021–0003 (Оперативная океанология) и № 0555–2021–0004 (Океанологические процессы).

Литература

1. Изразль Ю.А., Цыбань А.В. Антропогенная экология океана. М.: Флинта Наука, 2009. 520 с.
2. Иванов В.А., Катунина Е.В., Совга Е.Е. Оценки антропогенных воздействий на экосистему акватории Гераклеяского полуострова в районе расположения глубинных стоков // Процессы в геосредах. 2016. Т. 1, № 5. С. 62–68.
3. Бондур В.Г., Килер Р.Н., Старченков С.А., Рыбакова Н.И. Мониторинг загрязнений прибрежных акваторий с использованием многоспектральных спутниковых изображений высокого пространственного разрешения // Исследование Земли из космоса. 2006. № 6. С. 42–49.
4. Volpe V., Silvestri S., Marani M. Remote sensing retrieval of suspended sediment concentration in shallow waters // Remote Sensing of Environment. 2011. Vol. 115, Iss. 1. P. 44–54. doi:10.1016/j.rse.2010.07.013
5. Xiaolong Yu, Zhongping L., Fang S., Menghua W., Jianwei W., Lide J., Zhehai S. An empirical algorithm to seamlessly retrieve the concentration of suspended particulate matter from water color across ocean to turbid river mouths // Remote Sensing of Environment. 2019. Vol. 235. doi:10.1016/j.rse.2019.111491
6. Eisma D. Suspended matter in the aquatic environment. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag. 1993, 315 p. doi:10.1007/978-3-642-77722-6
7. Маньковский В.И. Оптическая структура вод Черного моря и закономерности ее формирования // Гидрофизические и гидрохимические исследования Черного моря. Севастополь: МГИ АНУ, 1992. С. 7–27.

8. Маньковский В.И., Соловьев М.В. Связь показателя ослабления излучения с концентрацией взвеси в водах Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2003. № 2. С. 60–65.
9. Маньковский В.И., Маньковская Е.В., Соловьев М.В. Гидрооптические характеристики Черного моря. Справочник. Севастополь: МГИ НАН Украины, 2009. 41 с.
10. Кукушкин А.С., Агафонов Е.А., Прохоренко Ю.А. Распределение показателя ослабления направленного света в поверхностных прибрежных водах Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2006. № 5. С. 30–43.
11. Кукушкин А.С. Пространственно-временная изменчивость распределения прозрачности вод в северо-западной части Черного моря // Оптика атмосферы и океана. 2017. Т. 30, № 9. С. 750–762. doi:10.15372/AOO20170904
12. Маньковский В.И. Оптические характеристики прибрежных вод Черноморского побережья Украины // Экологическая безопасность прибрежных и шельфовых зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 1999. С. 149–152.
13. Yakushev E.V., Chasovnikov V.K., Murray J.W., Pakhomova S.V., Podymov O.I., Stunzhas P.A. Vertical hydro-chemical structure of the Black Sea / Eds. Kostianoy A.G., Kosarev A.N. The Black Sea Environment. The Handbook of Environmental Chemistry. Berlin, Heidelberg: Springer. Vol. 5Q. 2007. P. 277–307. doi:10.1007/698_5_088
14. Маньковский В.И. Глубинный слой повышенной концентрации взвеси и его связь с циркуляцией и структурой водных масс // Исследования межведомственной экспедиции в северо-западной Атлантике. Севастополь: МГИ АН УССР. 1969. С. 83–88.
15. Неуймин Г.Г. Стабильный глубоководный слой взвеси в Черном море // Морские гидрофизические исследования. Севастополь: МГИ АН УССР. 1970. № 1. С. 178–191.
16. Неуймин Г.Г. Распределение взвеси в глубинных областях Черного моря // Физика атмосферы и океана. 1965. Т. 1, № 11. С. 1190–1195.
17. Совга Е.Е., Маньковский В.И., Прохоренко Ю.А., Чепурнова Э.А. Природа глубинного мутного слоя в Черном море // Доклады Академии наук Украинской ССР. Серия Б: Геологические, химические и биологические науки. 1987. № 6. С. 32.
18. Прохоренко Ю.А., Крашенинников Б.Н., Агафонов Е.А., Башарин В.А. Экспериментальные исследования глубинного слоя мутности в Черном море // Морской гидрофизический журнал. 1993. № 2. С. 57–63.
19. Маньковский В.И., Земляная Л.А. Распределение по акватории и сезонная изменчивость глубинного мутного слоя в Черном море // Морской гидрофизический журнал. 1987. № 6. С. 51–53.
20. Маньковский В.И. Особенности вертикального распределения показателя ослабления излучения в коротковолновом и длинноволновом участках спектра в глубинных слоях сероводородной зоны и в придонном слое Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2003. № 3. С. 63–67.
21. Агафонов Е.А., Кукушкин А.С., Прохоренко Ю.А. Особенности формирования прозрачности поверхностных вод на шельфе северных районов Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2002. № 2. С. 65–67.
22. Маньковский В.И. Оптические характеристики вод восточной части северо-западного шельфа Черного моря в весенний период // Морской гидрофизический журнал. 2012. № 4. С. 61–68.
23. Latushkin A.A., Artamonov Yu.V., Fedirko A.V., Martynov O.V., Alekseev D.V. Peculiarities of the suspended matter distribution received by the optical measurements in the photic layer of the north part of the Black Sea in the summer period of 2016 // Proceedings SPIE, 23rd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 1046634 (2017). doi: 10.1117/12.2286444
24. Latushkin A.A., Artamonov Yu.V., Fedirko A.V., Korchemkina E.N., Skripaleva E.A., Khurchak A.P. Hydro-optical structure of the Black Sea active water layer in the spring-summer period of 2017 // Proceedings SPIE10833, 24th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 2018. 108333V. doi:10.1117/12.2503874
25. Латушкин А.А., Артамонов Ю.В., Федирко А.В., Скрипалева Е.А., Кудинов О.Б. Особенности гидрооптической структуры вод в северной части Черного моря по данным натурных измерений в 2018 г. // Труды X-ой Всероссийской конференции с международным участием «Современные проблемы оптики естественных вод» (ONW 2019). Санкт-Петербург, 2019. С. 120–124.
26. Latushkin A.A., Artamonov Yu.V., Fedirko A.V., Skripaleva E.A., Kudinov O.B. Spatial structure of the total suspended matter concentrations in the northern Black Sea in autumn 2018 according to contact observations // Proceedings SPIE11208, 25th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 2019. 112084U. doi:10.1117/12.2540798
27. Latushkin A.A., Artamonov Yu.V., Skripaleva E.A., Fedirko A.V., Kudinov O.B. Spatial features of the hydro-optical waters structure in the northern part of the Black Sea in spring 2019 according to contact measurements on R/V Professor Vodyanitsky // Proceedings SPIE11560, 26th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 2020. 115602R. doi:10.1117/12.2574281
28. Ключевиткин А.А., Гармашов А.В., Латушкин А.А., Орехова Н.А., Коченкова А.И., Малафеев Г.В. Комплексные исследования Черного моря в 101-М рейсе научно-исследовательского судна «Профессор Водяницкий» // Океанология. 2019. Т. 59, № 2. С. 315–318. doi:10.31857/S0030-1574592315-318

29. Латушкин А.А. Многоканальный измеритель коэффициента ослабления света для проведения океанографических подспутниковых исследований // Управление и механотронные системы. Севастополь: МГИ НАН Украины, 2013. С. 231–236.
30. Алескерова А.А., Кубряков А.А., Горячкин Ю.Н., Станичный С.В. Распространение вод из Керченского пролива в Черное море // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 6. С. 53–64. doi:10.22449/0233-7584-2017-6-53-64
31. Artamonov Yu.V., Latushkin A.A., Skripaleva E.A., Fedirko A.V. Rim Current manifestation in the climatic fields of hydro-optical and hydrological characteristics at the coast of Crimea // Proceedings SPIE11208, 25th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 2019. C3–112084X. doi:10.1117/12.2540803

References

1. Israel Yu.A., Tsyban A.V. Anthropogenic ecology of the ocean. *Moskva, Flinta Nauka*, 2009. 520 p. (in Russian).
2. Ivanov V.A., Katunina E.V., Sovga E.E. Assessments of anthropogenic impacts on the ecosystem of the waters of the Heraklean Peninsula in the vicinity of deep drains. *Processes in GeoMedia*. 2016, 1(5), 62–68 (in Russian).
3. Bondur V.G., Kiler R.N., Starchenkov S.A., Rybakova N.I. Monitoring of the pollution of the ocean coastal waters areas using space multispectral high resolution imagery. *Issledovanie Zemli iz Kosmosa*. 2006, 6, 42–49 (in Russian).
4. Volpe V., Silvestri S., Marani M. Remote sensing retrieval of suspended sediment concentration in shallow waters. *Remote Sensing of Environment*. 2011, 115, 1, 44–54. doi:10.1016/j.rse.2010.07.013
5. Xiaolong Yu., Zhongping L., Fang S., Menghua W., Jianwei W., Lide J., Zhehai S. An empirical algorithm to seamlessly retrieve the concentration of suspended particulate matter from water color across ocean to turbid river mouths. *Remote Sensing of Environment*. 2019, 235, 111491. doi:10.1016/j.rse.2019.111491
6. Eisma D. Suspended matter in the aquatic environment. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag. 1993, 315 p. doi:10.1007/978-3-642-77722-6
7. Man'kovskiy V.I. Optical structure of the Black Sea waters and patterns of its formation. *Gidrofizicheskie i Gidrohimicheskie Issledovaniya Chernogo Morya. Sevastopol, MGI ANU*. 1992, 7–27 (in Russian).
8. Man'kovskiy V.I., Solov'ev M.V. Relationship between the radiation attenuation index and the concentration of suspended matter in the Black Sea waters. *Morskoy Gidrofizicheskiy Zhurnal*. 2003, 2, 60–65 (in Russian).
9. Man'kovskiy V.I., Man'kovskaya E.V., Solov'ev M.V. Hydro-optical characteristics of the Black Sea. *Reference book. Sevastopol', MGI NAN Ukrainy*, 2009. 41 p. (in Russian).
10. Kukushkin A.S., Agafonov E.A., Prohorenko Yu.A. Distribution of the light beam attenuation coefficient in the surface coastal waters of the Black Sea. *Morskoy Gidrofizicheskiy Zhurnal*. 2006, 5, 30–43 (in Russian).
11. Kukushkin A.S. Spatial and temporal variability of the water transparency distribution in the north-western Black Sea. *Optika Atmosfery i Okeana*. 2017, 30(9), 750–762 (in Russian). doi:10.15372/AOO20170904
12. Man'kovskiy V.I. Optical characteristics of the coastal waters of the Black Sea coast of Ukraine. *Ekologicheskaya Bezopasnost' Pribrezhnyh i Shel'fovyyh Zon i Kompleksnoe Ispol'zovanie Resursov Shel'fa*. 1999, 149–152 (in Russian).
13. Yakushev E.V., Chasovnikov V.K., Murray J.W., Pakhomova S.V., Podymov O.I., Stunzhas P.A. Vertical hydro-chemical structure of the Black Sea / Eds. Kostianoy A.G., Kosarev A.N. The Black Sea Environment. The Handbook of Environmental Chemistry. Berlin, Heidelberg: Springer. Vol. 5Q. 2007. P. 277–307. doi:10.1007/698_5_088
14. Man'kovskiy V.I. A deep layer of increased concentration of suspended matter and its relationship with the circulation and structure of water masses. *Issledovaniya Mezhdomstvennoy Ekspedicii v Severo-zapadnoy Atlantike. Sevastopol', MGI AN USSR*, 1969. P. 83–88 (in Russian).
15. Neujmin G.G. Stable deep-water suspension layer in the Black Sea. *Morskie Gidrofizicheskie Issledovaniya*. 1970, 1, 178–191 (in Russian).
16. Neujmin G.G. Distribution of suspended matter in the deep areas of the Black Sea. *Fizika Atmosfery i Okeana*. 1965, 1(11), 1190–1195 (in Russian).
17. Sovga E.E., Man'kovskiy V.I., Prohorenko Yu.A., Chepurnova E.A. Nature of the turbidity deep layer in the Black Sea. *Doklady Akademii nauk Ukrainy SSR. Seriya B: Geologicheskie, himicheskie i biologicheskie nauki*. 1987, 6, 32 (in Russian).
18. Prohorenko Yu.A., Krashenninnikov B.N., Agafonov E.A., Basharin V.A. Experimental studies of the turbidity deep layer in the Black Sea. *Morskoy Gidrofizicheskiy Zhurnal*. 1993, 2, 57–63 (in Russian).
19. Man'kovskiy V.I., Zemlyanaya L.A. Distribution over the water area and seasonal variability of the turbidity deep layer in the Black Sea. *Morskoy Gidrofizicheskiy Zhurnal*. 1987, 6, 51–53 (in Russian).
20. Man'kovskiy V.I. Features of the vertical distribution of the radiation attenuation coefficient in the short-wave and long-wave parts of the spectrum in the deep layers of the hydrogen sulfide zone and in the bottom layer of the Black Sea. *Morskoy Gidrofizicheskiy Zhurnal*. 2003, 3, 63–67 (in Russian).
21. Agafonov E.A., Kukushkin A.S., Prohorenko Yu.A. Features of the formation of surface water transparency on the shelf of the northern regions of the Black Sea. *Morskoy Gidrofizicheskiy Zhurnal*. 2002, 2, 65–67 (in Russian).

22. Man'kovskiy V.I. Optical characteristics of waters in the eastern part of the northwestern shelf of the Black Sea in the spring. *Morskoy Gidrofizicheskiy Zhurnal*. 2012, 4, 61–68 (in Russian).
23. Latushkin A.A., Artamonov Yu.V., Fedirko A.V., Martynov O.V., Alekseev D.V. Peculiarities of the suspended matter distribution received by the optical measurements in the photic layer of the north part of the Black Sea in the summer period of 2016. *Proceedings SPIE, 23rd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*, 1046634 (2017). doi: 10.1117/12.2286444
24. Latushkin A.A., Artamonov Yu.V., Fedirko A.V., Korchemkina E.N., Skripaleva E.A., Khurchak A.P. Hydro-optical structure of the Black Sea active water layer in the spring-summer period of 2017. *Proceedings SPIE10833, 24th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*, 2018. 108333V. doi:10.1117/12.2503874
25. Latushkin A.A., Artamonov Yu.V., Fedirko A.V., Skripaleva E.A., Kudinov O.B. Features of the waters hydro-optical structure in the northern part of the Black Sea according to field measurements in 2018. *Proceedings of X Anniversary All-Russian Conference "Current Problems in Optics of Natural Waters" (ONW 2019). St. Petersburg*, 2019, 120–124 (in Russian).
26. Latushkin A.A., Artamonov Yu.V., Fedirko A.V., Skripaleva E.A., Kudinov O.B. Spatial structure of the total suspended matter concentrations in the northern Black Sea in autumn 2018 according to contact observations. *Proceedings SPIE11208, 25th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*, 2019. 112084U. doi:10.1117/12.2540798
27. Latushkin A.A., Artamonov Yu.V., Skripaleva E.A., Fedirko A.V., Kudinov O.B. Spatial features of the hydro-optical waters structure in the northern part of the Black Sea in spring 2019 according to contact measurements on R/V *Professor Vodyanitsky*. *Proceedings SPIE11560, 26th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*, 2020. 115602R. doi:10.1117/12.2574281
28. Klyuvitkin A.A., Garmashov A.V., Latushkin A.A., Orekhova N.A., Kochenkova A.I., Malafeev G.V. Comprehensive Studies of the Black Sea during the Cruise 101 of the R/V Professor Vodyanitsky. *Oceanology*. 2019, 59, 2, 287–289. doi:10.1134/S0001437019020097
29. Latushkin A.A. Multi-channel beam attenuation coefficient meter for oceanographic sub-satellite research. *Upravlenie i Mekhanotronnye Sistemy*. 2013, 231–236 (in Russian).
30. Aleskerova A.A., Kubryakov A.A., Goryachkin Yu.N., Stanichny S.V. Propagation of waters from the Kerch Strait in the Black Sea. *Physical Oceanography*. 2017, 6, 47–57. doi:10.22449/1573-160X-2017-6-47-57
31. Artamonov Yu.V., Latushkin A.A., Skripaleva E.A., Fedirko A.V. Rim Current manifestation in the climatic fields of hydro-optical and hydrological characteristics at the coast of Crimea. *Proceedings SPIE11208, 25th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*, 2019. C3–112084X. doi:10.1117/12.2540803

УДК 556.013

© А. В. Рахуба^{1*}, М. В. Шмакова², 2022

¹Самарский федеральный исследовательский центр РАН, Институт экологии Волжского бассейна РАН, 445003, ул. Комзина д. 10, г. Тольятти, Россия

²Институт озероведения РАН — обособленное структурное подразделение ФГБУН «Санкт-Петербургский Федеральный исследовательский центр РАН», 196105, ул. Севастьянова, д. 9, г. Санкт-Петербург, Россия

*rahavum@mail.ru

НЕСТАЦИОНАРНЫЙ РЕЖИМ ВОДОХРАНИЛИЩА: ОПЫТ МОДЕЛИРОВАНИЯ РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ С ПОДВИЖНЫМ ДНОМ

Статья поступила в редакцию 13.05.2021, после доработки 08.02.2022, принята в печать 18.05.2022

Аннотация

В работе приводятся результаты взаимосвязанного расчета неустановившегося неравномерного движения речного потока и переформирования дна крупнейшего в Евразии проточного Куйбышевского водохранилища в разные фазы водности. В основе этих расчетов лежат гидродинамическая модель «Волна» и алгоритмы расчета твердого стока (аналитическая формула расхода наносов), изменения транспортирующего потенциала потока и, как следствие последнего, изменения отметок дна. При этом динамика отметок дна учитывается в последующих расчетах и является одним из аргументов модели. На основе проведенных модельных расчетов исследовано пространственное распределение донных отложений в акватории водохранилища и построены карты аккумуляции и размыва ложа в разные фазы водности. Показано, что за весь расчетный период наблюдается неравномерное перераспределение наносов в водохранилище: в верхней части происходит размыв, а в средней и нижней — аккумуляция. В целом для Куйбышевского водохранилища вклад в заиление только русловыми наносами незначителен. В среднем за 150-дневный период моделирования для всей акватории водохранилища аккумуляция наносов составляет 0.5 мм/период. Слабая динамика течений на обширной акватории плесов водохранилища не способствует активным русловым преобразованиям. Наиболее интенсивно процессы преобразования дна протекают в местах сужения акватории, где лучше всего выражен вклад нестационарного режима в формирование рельефа дна на подъеме и спаде половодья. Более полноводные годы также приведут к более интенсивному перераспределению поступающего из верхних створов твердого стока и донных отложений.

Ключевые слова: водохранилище, моделирование, переформирование дна, наносы

© А. В. Рахуба^{1*}, М. В. Шмакова², 2022

¹Samara Federal Research Scientific Center RAS, Institute of Ecology of the Volga River Basin RAS, 445003, Komzina, 10, Togliatti, Russia

²Institute of Limnology RAS, 196105, Sevastyanova, 9, St. Petersburg, Russia

*E-mail: rahavum@mail.ru

UNSTEADY REGIME OF RESERVOIR: EXPERIENCE IN MODELING RIVERBED PROCESSES WITH A MOVABLE BED

Received 13.05.2021, Revised 08.02.2022, Accepted 18.05.2022

Abstract

The paper presents the results of the interrelated calculation of the unsteady uneven movement of the river flow and the re-formation of the bottom of the largest flowing Kuibyshev reservoir in Eurasia in different phases of water content. These calculations are based on the hydrodynamic model “Wave” and algorithms for calculating solid runoff (analytical formula for sediment flow rate), changes in the transport potential of the flow and, as a result of the latter, changes in the bottom marks. In this case, the dynamics of the bottom marks is taken into account in subsequent calculations and is one of the arguments of the model. Based on the model calculations, the spatial distribution of bottom sediments in the water area of the reservoir was investigated and maps of accumulation and erosion of the bed in different phases of water content were constructed. It is shown that for the entire calcula-

Ссылка для цитирования: Рахуба А.В., Шмакова М.В. Нестационарный режим водохранилища: опыт моделирования русловых процессов с подвижным дном // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 2. С. 138–149. doi:10.48612/fpg/peru-3z3h-gazh

For citation: Rakhuba A.V., Shmakova M.V. Unsteady Regime of Reservoir: Experience in Modeling Riverbed Processes with a Movable Bed. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 2, 138–149. doi:10.48612/fpg/peru-3z3h-gazh

tion period, an uneven redistribution of sediments in the reservoir is observed: erosion occurs in the upper part, and accumulation occurs in the middle and lower parts. In general, for the Kuibyshev reservoir, the contribution to siltation only by river sediment is insignificant. On average, over the 150-day modeling period for the entire reservoir water area, sediment accumulation is 0.5 mm/period. The weak dynamics of currents in the vast water area of the reservoir reaches does not contribute to active channel transformations. The most intensive processes of bottom transformation occur in places of narrowing of the water area, where the contribution of the non-stationary regime to the formation of the bottom relief during the rise and fall of the flood is best expressed. More full-flowing years will also lead to a more intensive redistribution of solid runoff and bottom sediments coming from the upper strata.

Keywords: water body, modeling, reshaping the bottom, sediment

1. Введение

Динамика русловых потоков, вследствие своей неравномерности и нестационарности, определяет систему речной поток — русло как неравновесную. Неравновесность системы проявляется в несоответствии переносимых потоком наносов и транспортирующей способности потока. Признаками неравновесной системы является изменение вклада кинетической энергии потока воды и движущихся наносов, а также потенциальной энергии донного и берегового грунта в общий энергетический баланс системы. Следствием этого являются русловые процессы — переформирование русла, образование и преобразование русловых форм.

К наиболее известным отечественным и зарубежным моделям, описывающим процессы русловых деформаций, можно отнести модели [1–8]. В настоящее время для инженерных задач в гидродинамических расчетах речных потоков активно используются различные отечественные и зарубежные программные комплексы, такие как Волна; Cardinal; River; GeoniCS [9]; MIKE11 [10]; HEC-RAS [11]; SOBEK [12] и др. В основе этих комплексов лежат уравнения Сен-Венана в разной численной реализации, дополненные уравнениями расхода наносов, уравнением деформации русла Экснера, уравнениями распространения примесей и др.

При достаточном количестве моделей русловых потоков, основные их отличия состоят в принятой расчетной схеме и форме представления транспорта наносов [5]. Эти модели могут быть классифицированы не только по описанным ранее признакам размерности и стационарности, но и по характеру расчетной схемы, взаимосвязанности расчетов потоков воды и твердого вещества и так далее. В монографии [5] представлена следующая классификация двухфазных гидродинамических моделей:

- по гранулометрическому составу наносов: однородная гранулометрия (наносы полагаются одного размера); неоднородная гранулометрия (нескольких размеров);
- по виду перемещения наносов: взвешенные; влекомые; общие;
- по равновесному состоянию двухфазного потока: насыщенные (расход наносов в потоке равен его транспортирующей способности); ненасыщенные;
- по взаимосвязанному расчету гидравлических переменных состояния потока и наносов: сопряженные (вычисление гидравлических переменных состояния, в том числе и расхода наносов, одновременно); частично сопряженные; несопряженные (вычисление расхода наносов по отдельным формулам);
- по дискретности движения твердого веществ в потоке: модели твердых частиц (основанные на движении отдельных частиц); модели непрерывной среды (основанные на концепции двухфазного потока).

Для деформируемых аллювиальных русел с выраженной динамикой отметок дна и конфигурации берегов в систему уравнений, описывающих динамику речного потока, уместно ввести в качестве одного из аргументов отметку дна. Такая постановка задачи «отличается от типовых задач гидродинамики, когда граничные условия рассматриваются, как постоянные величины» [13]. Все это позволяет учесть обратную реакцию речного потока на изменение морфометрии русла и провести взаимосвязанные и взаимоопределяющие гидравлико-геоморфологические расчеты. Такие модели относят к классу моделей с подвижным дном «mobile beds» [14–16].

Целью настоящей работы является оценка интенсивности переформирования дна крупнейшего в Евразии проточного Куйбышевского водохранилища в разные фазы водности на основе гидродинамической модели «Волна», дополненной алгоритмами расчета расхода наносов.

2. Объект моделирования

Куйбышевское водохранилище имеет вытянутую с севера на юг форму и достаточно сложную морфологию — места русловых сужений чередуются с плесовыми расширениями и имеют неоднородную морфометрию — мелководные обширные участки контрастируют с глубоководной русловой частью и наиболее глубоким участком водохранилища — Приплотинным плесом Жигулевской ГЭС (рис. 1). Характерной

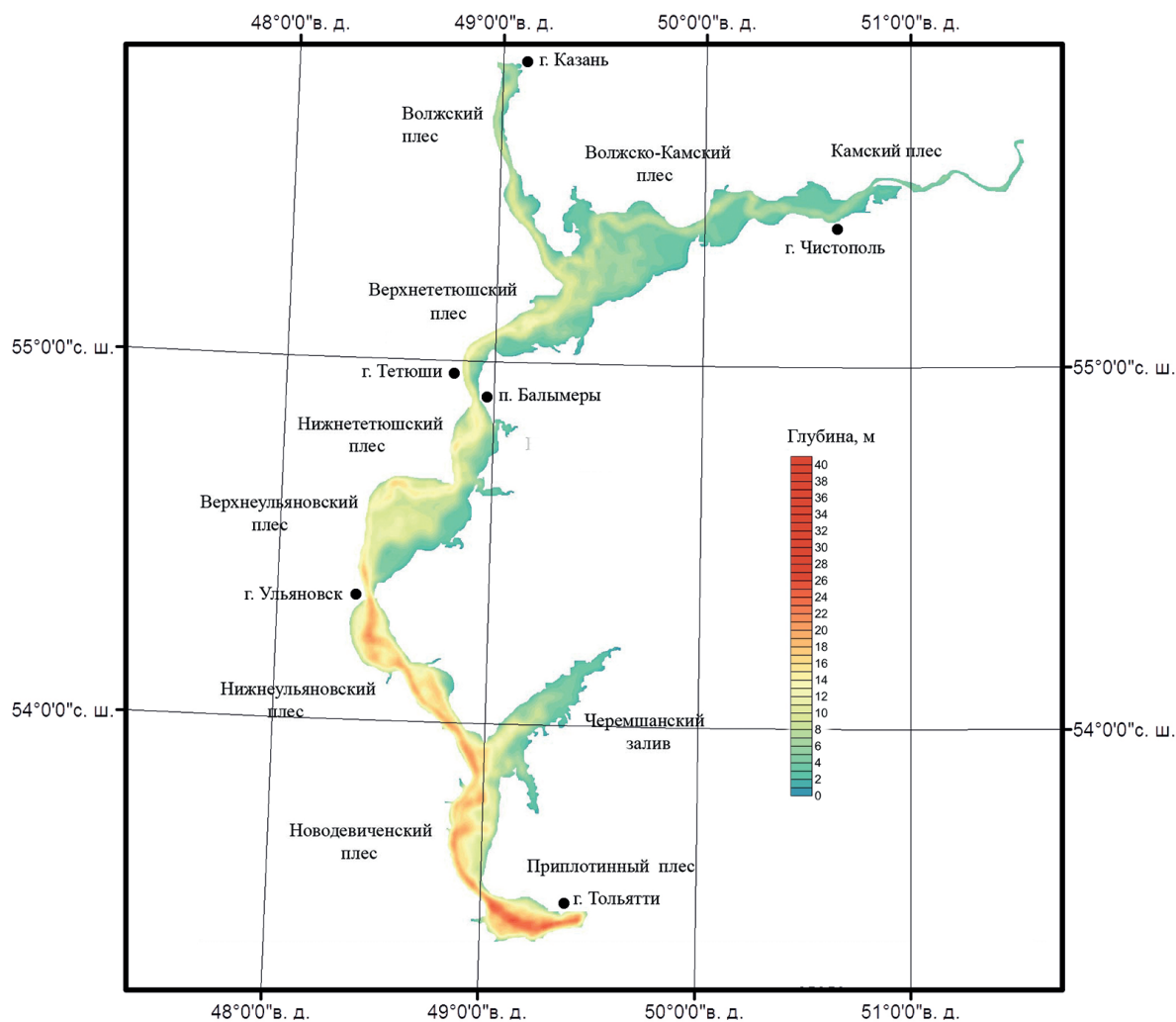


Рис. 1. Карта глубин акватории Куйбышевского водохранилища

Fig. 1. Depth map of the water area of the Kuibyshev Reservoir

особенностью подводного рельефа водохранилища является отсутствие вдоль правобережья мелководных площадей и наличие вдоль левобережья обширных мелководных зон. Выраженный глубоководный русловой желоб, по которому осуществляется основной водообмен, большая амплитуда уровня при регулировании на гидроузлах, подпорный режим определяют особенности и разнообразие русловых форм.

Наиболее характерные русловые образования — это многочисленные плесы и выраженный русловой продольный профиль. Плесы в зависимости от происхождения (подпорная устьевая область впадения притока, участок низких отметок рельефа, непосредственно подпорная область перед Жигулевской плотиной) различаются морфометрией, интенсивностью и направленностью водообмена. Русловой продольный профиль при этом относительно однороден в средней и нижней частях водохранилища, отличаясь в Камском и Волжском районах переменного подпора и в месте их слияния.

Особенно гидродинамически активными являются Волжский и Камский районы переменного подпора и места русловых сужений водохранилища. В мелководных Черемшанском и Усинском заливах (средняя глубина 5 м) влияние половодья, сезонных и суточных волн попусков на ГЭС создают колебательные разнонаправленные движения потоков воды, которые определяют интенсивность процессов переформирования дна. В глубоководных плесах водохранилища (максимальные глубины достигают 40 м) влияние неустановившегося режима так же, как и в заливах незначительно и существенно проявляется лишь в местах русловых сужений водохранилища.

Для расположенных в верховьях Куйбышевского водохранилища речных участков процессы переформирования дна определяются режимом регулирования Чебоксарского и Нижнекамского гидроузлов. Реч-

ные наносы, переносимые на рассматриваемых участках сформированы в результате русловых деформаций и эрозионной деятельности преимущественно на Чебоксарском и Нижнекамском водохранилищах. При этом, на участке Волжской ветки водохранилища (ниже г. Казань до слияния с Камой) в основном наблюдается устойчивая эрозия русла, тогда как для Камской ветки (ниже впадения р. Вятки до слияния Камы с Волгой) характерны как аккумуляция, так и размыв в разные фазы водности [17].

При этом в целом для Куйбышевского водохранилища в первые годы его существования, согласно [18] с учетом абразии берегов и размыва островов средний слой заиления составил около 8 мм. Современные исследования процессов и интенсивности осадконакопления показали, что в среднем по Куйбышевскому водохранилищу динамика органического и минерального осадконакопления составляет 4,4 мм/год [19]. С учетом соотношения ареалов, занимаемых преимущественно крупнозернистыми (пески) и тонкодисперсными (илы) осадками, интенсивность органического осадконакопления в Куйбышевском водохранилище согласно [19] составляет около 7,1 мм/год, а на минеральное осадконакопление приходится 1,8 мм/год. Как отмечают многие исследователи [18, 19, 28], с момента создания Куйбышевского водохранилища и до настоящего времени вклад абразии берегов в процесс осадконакопления в водоеме снижается. При этом, вклад берегового грунта в переформирование дна прибрежных частей акватории по-прежнему остается существенным. Основные причины этого продолжающиеся оползневые процессы на склонах, ледоход и перенос рыхлых грунтов вблизи уреза в период схода снега, подмыв берегов в периоды большой воды и ветровое волнение.

3. Методы расчета

Оценка переформирования дна Куйбышевского водохранилища построена на гидродинамической модели «Волна» [20]. Эта модель разработана в ИЭВБ РАН и основана на системе уравнений «мелкой воды». Модель дополнена алгоритмами расчета стока наносов (аналитическая формула расхода наносов [21]) и изменений транспортирующего потенциала потока [21]. Одним из аргументов модели является изменение отметки дна в каждой расчетной ячейке. Следует заметить, что в модели не рассматриваются процессы абразии берегов в результате действия различных природных агентов и органическое осадконакопление. Таким образом переформирование дна вычисляется исключительно как функция размыва/аккумуляции дна расчетного участка с учетом поступающих из верхних створов речных наносов. Система уравнений модели в двумерной постановке имеет следующий вид:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} = C_a \frac{\rho_a}{\rho H} W_{(x)} |W| - \frac{f_{\text{дно}}}{H} u |V| + K_L \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_a}{\partial x}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} = C_a \frac{\rho_a}{\rho H} W_{(y)} |W| - \frac{f_{\text{дно}}}{H} v |V| + K_L \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_a}{\partial y}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial [(h + \zeta)u]}{\partial x} + \frac{\partial [(h + \zeta)v]}{\partial y} = 0, \quad (3)$$

$$\frac{dh}{dt} = dG \frac{\phi}{\rho_{\text{гр}}} \frac{1}{dx \cdot dy}, \quad (4)$$

где $u(x, y, t)$ и $v(x, y, t)$ — усредненные по глубине продольная и поперечная скорости, м/с; $h(x, y, t)$ — глубина, м; $\zeta(x, y, t)$ — уровень свободной поверхности, м; x и y — декартовы координаты расчетной сетки, м; $H = (h + \zeta)$ — полная глубина, м; g — ускорение свободного падения, м/с²; C_a — коэффициент аэродинамического сопротивления водной поверхности, б/р, который в модели определяется с использованием зависимости Банкера и Смита $C_a = 10^{-6}(0,63 + 0,066W)$; $W_{(x)}$ и $W_{(y)}$ — компоненты составляющей скорости ветра, м/с; W — результирующий вектор скорости ветра, м/с; V — результирующий вектор скорости течения, м/с;

$f_{\text{дно}} = \frac{gn^2}{H^{1/3}}$ — коэффициент придонного трения, б/р; n — коэффициент шероховатости дна, б/р; K_L — коэффициент горизонтального турбулентного обмена, м²/с; P_a — атмосферное давление, кг/(м·с²); $G(x, y, t)$ — общий расход наносов, кг/с; ϕ — плотность залегания грунта с учетом его естественной структуры, б/р.

Следует отметить, что (K_L) является эмпирическим коэффициентом для параметризации вихрей, меньше масштабов расчетной сетки, но, несмотря на то, что было проведено немало исследований в этой области, в его задании остается много неопределенности. В проведенных расчетах K_L принимался равным постоянной величине (табл. 1).

Аналитическая формула расчета общего расхода наносов [21] имеет вид:

$$G(x, y, t) = \frac{\rho_{гр}}{\rho_{гр} - \rho_{в}} Q(x, y, t) \left[\frac{c_{гр}}{h(x, y, t)g} - (1 - f)\rho_{в}I \right], \quad (5)$$

где $Q(x, y, t)$ — расход воды, м³/с; $\rho_{гр}$ и $\rho_{в}$ — плотность грунта и воды соответственно, кг/м³; I — уклон дна, б/р; f — коэффициент внутреннего трения, б/р (допускается значение $f > 1$); $c_{гр}$ — сцепление частиц грунта при сдвиге, кг/(м·с²).

Для системы уравнений гидродинамики (1)–(4) на твердых боковых границах нормальная компонента скорости u_n задавалась равной нулю. Для тангенциальной компоненты u_τ вводится квадратичный закон трения (закон стенки). Таким образом, граничное условие на твердых боковых границах имеет вид:

$$u_n = 0, K_L \frac{\partial u_\tau}{\partial n} = -f_b u_\tau |V|, \quad (6)$$

где f_b — коэффициент бокового трения, б/р, который рассчитывается по логарифмическому закону стенки:

$$f_b = \frac{k^2}{(\ln(z/n))^2}, \quad (7)$$

$k = 0,41$ — постоянная Кармана; z — расстояние до ближайшего узла сетки, м; n — коэффициент шероховатости дна, б/р.

Исходя из допущения, что стенки контура расчетной области и поверхность дна сложены одним и тем же грунтовым комплексом, для расчета коэффициентов придонного $f_{дно}$ и «бокового» f_b трения в модели используется одинаковое значение коэффициента шероховатости n . (табл. 1).

На открытых входных боковых границах (реки Волга, Кама, Казанка, Черемшан, Шешма) в узлах сетки модели задается временной ход нормальной к границе скорости u_n , величина которой рассчитывается через уровень и задаваемый расход притока в расчетную область. При этом на открытых границах скорость вдоль стенки u_τ равна нулю. На выходном створе (Жигулевская ГЭС), где вода вытекает из расчетной области, задается линейная зависимость между нормальной компонентой скорости и уровнем $u_n = \pm (g/h)^{1/2} \zeta$ (так называемое условие «излучения»). Данные по ежедневным расходам Волги и Камы предоставлены компанией «РусГидро» [29], а боковых притоков — взяты из Гидрологического ежегодника [30].

Для получения численного решения уравнений (1)–(5) была использована схема Кранка-Николсона с применением метода расщепления второго порядка точности [22]. Уравнения решаются полуявным конечно-разностным методом, в котором адвективные члены и горизонтальный турбулентный обмен аппроксимированы явно, а градиенты уровня и придонное трение аппроксимированы неявно [23].

Модель Куйбышевского водохранилища разработана с использованием регулярной прямоугольной сетки и разделена на 143562 расчетных узла с шагом 200 м. Вычисления проводились с модельным шагом по времени 5 с. Значения параметров модели были получены в ходе процедуры калибровки и представлены в таблице 1. Верификация модели по гидродинамическим характеристикам была проведена по данным скоростей течения и мутности воды в акватории водохранилища за летний период 1969 года и представлена в работе [24].

Таблица 1

Table 1

Параметры модели
Model parameters

Обозначения	Единица измерения	Значение
n	б/р	0,038
K_L	м ² /с	225
$c_{гр}$	кг/(м·с ²)	2,01
φ	б/р	1,67
$\rho_{гр}$	кг/м ³	2650
f	б/р	0,94

Расход наносов на твердых боковых границах и открытых боковых границах в местах впадения основных притоков (Свияга, Казанка, Черемшан, Шешма) задавался вычислением общего расхода наносов в соответствии с гидравлическими переменными состояниями потока. Параметры формулы (5) назначались в соответствии с крупностью донных отложений Куйбышевского водохранилища — илы и мелкозернистые пески.

Определенным преимуществом формулы (5) является аналитический вывод из основного уравнения двухфазного массопереноса гидродинамической модели движения воды и твердого вещества в речном потоке [21, 25]. Эта модель основана на балансе сил, действующих в системе «водный поток — донные отложения — наносы». В уравнении двухфазного массопереноса силы записаны не по отношению к потоку воды, а по отношению к движущемуся твердому веществу (сдвигающая проекция силы тяжести потока воды, удерживающая проекция силы тяжести движущихся частиц, силы инерции потока воды и движущихся частиц, сила сопротивления грунта сдвигу). Также взаимодействие потока воды и дна представлено сопротивлением донного грунта касательной нагрузке со стороны потока. Таким образом формула (5) основана на взаимосвязанном расчете потока воды и твердого вещества и обеспечивается качественной, а не количественной характеристикой крупности донных отложений. Параметры трения определяются функционально через категории крупности донных отложений, которые представлены широкими диапазонами размеров донного грунта (весь спектр гранулометрической крупности донных отложений речных русел). Формула (5) прошла убедительную апробацию на водотоках с различными гидравлическими характеристиками, расположенными в разных физико-географических зонах, и показала хорошие результаты [21].

Новизна моделирующей системы (1)—(7) состоит в численной реализации традиционных гидродинамических уравнений и аналитической формулы общего расхода наносов, что позволяет дать совместное решение задачи двухфазного массопереноса. Относительно небольшие значения расхода наносов в расчетных ячейках позволяют реализовать несвязанный расчет гидравлических переменных состояний потока и твердого вещества [5].

Результаты расчетов скорости переформирования дна наиболее глубоководной части Куйбышевского водохранилища — Приплотинного плеса — были уже представлены авторами в работе [26]. В этой работе были приведены скорости размыва и аккумуляции речных наносов для разных фаз водности и показаны наиболее гидродинамически активные области исследуемой акватории.

В данном исследовании для всей акватории Куйбышевского водохранилища при нестационарном режиме расчета на примере среднего по водности 2015 года и периода 150 дней была вычислена интенсивность переформирования дна для разных фаз водности и в целом для всего расчетного периода. Всего за расчетный период были выделены четыре фазы водности — период подъема половодья (30 сут), период большой воды (40 сут), период спада половодья (30 сут), меженный период (50 сут) (рис. 2).

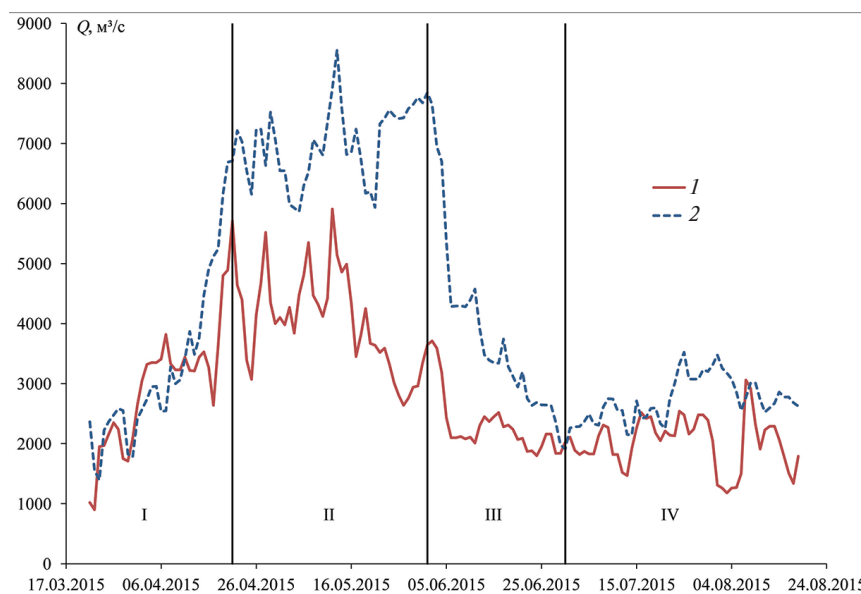


Рис. 2. Гидрографы рек Волга — Чебоксарская ГЭС (1) и Кама — ниже устья Вятки (2), 2015 год с выделенными периодами водности: I — подъем половодья; II — период большой воды; III — спад половодья; IV — летняя межень

Fig. 2. Hydrographs of the rivers Volga — Cheboksarskaya HPP (1) and Kama — below the mouth of the Vyatka (2), 2015 with highlighted periods of water availability: I — flood rise; II — the period of high water; III — flood decline; IV — summer low water

4. Результаты моделирования

На рис. 3 приведены результаты вычислений переформирования дна Куйбышевского водохранилища в 30-дневные периоды подъема (*a*) и спада (*б*) половодья, а также суммарная аккумуляция/размыв за весь 150-дневный период расчета. Наибольшая интенсивность переформирования дна приходится на периоды подъема (размыв) и спада (намыв) половодья. На подъеме половодья наибольшие значения

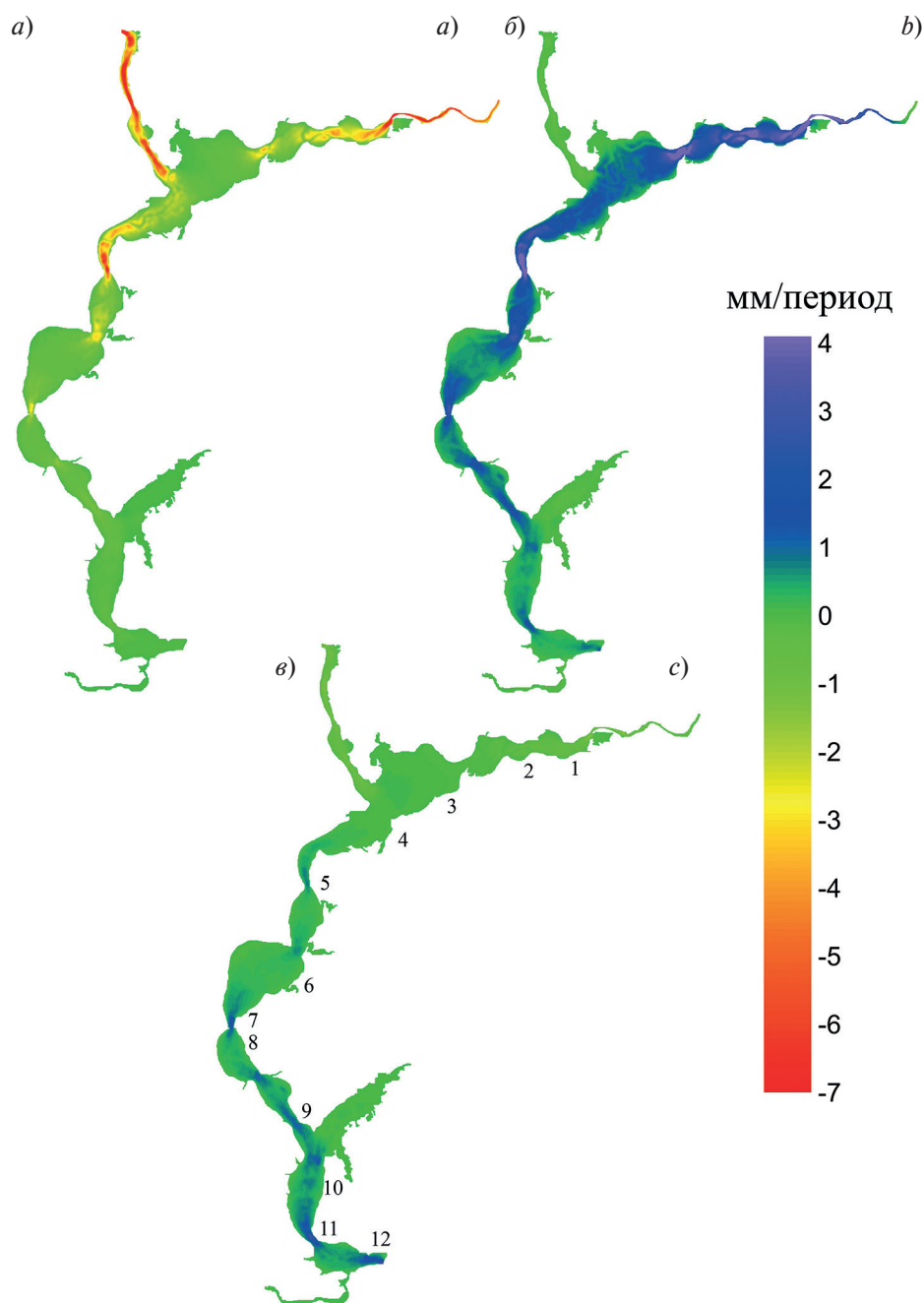


Рис. 3. Результаты моделирования переформирования дна Куйбышевского водохранилища, мм/период: *a* — в 30-дневный период подъема половодья; *б* — в 30-дневный период спада половодья; *в* — суммарная аккумуляция (>0)/размыв (<0) за весь 150-дневный период расчета

Fig. 3. Results of modeling the reshaping of the bottom of the Kuibyshev Reservoir, mm / period: *a* — during the 30-day period of flood rise; *b* — in a 30-day period of flood decline; *c* — total accumulation (> 0) / erosion (<0) for the entire 150-day calculation period

размыва достигаются в Волжской ветке до слияния с Камой и в Камской ветке — до влияния подпора, а также в местах русловых сужений водохранилища достигая 20 мм/мес и более. В основной части водохранилища в среднем за рассматриваемый период общий размыв дна согласно результатам моделирования составляет 1–2 мм/мес.

На спаде половодья продолжается незначительный размыв дна в Волжском плесе и Черемшанском заливе с интенсивностью 0,5 мм/мес. В Черемшанском заливе размыв дна вызван крупномасштабной циклонической циркуляцией течения, обусловленной геометрией залива и влиянием прохождения по водохранилищу прямых и обратных волн попуска от ГЭС. Эта циркуляция определяет направленность движения наносов и эрозию дна, представленного несвязанными грунтами. В средней и нижней части водохранилища (Ульяновский, Новодевичий и Приплотинный плесы), на спаде половодья транспортирующий потенциал потока снижается, что приводит к аккумуляции наносов от 0,5 мм в плесах и до 1,0 мм в районах сужений акватории водохранилища. Наиболее интенсивно процессы аккумуляции наблюдаются в Камском и Тетюшинском плесах, достигая 4 мм, особенно в зоне выклинивания подпора, где максимальные значения превышают 20 мм/мес.

В целом за весь расчетный период (150 сут) в верхней части водохранилища (Волжский и Камский плесы) наблюдается размыв дна, а в средней и нижней части (Волжско-Камский, Тетюшинский, Ульяновский, Новодевичий и Приплотинный плесы) — аккумуляция наносов. С начала половодья максимальный размыв дна составляет более 1,0 мм за период, аккумуляция — более 2,5 мм за период. Области наибольшей аккумуляции приходятся на Приплотинный плес (Климовское сужение и участок перед Жигулевской ГЭС). Следует отметить, что снижение размывающей способности потока и увеличение аккумуляции по длине реки от верхних участков к нижним, характерна для всех равнинных рек [27].

На рис. 4 (I) приведен продольный профиль изменения отметок дна для указанных периодов. Цифрами на графике обозначены переломные точки продольного профиля: 1 — г. Чистополь (р. Кама); 2 — п. Речное (р. Кама); 3 — п. Лаишево (Волжско-Камский плес); 4 — п. Куйбышевский затон (Тетюшинский плес); 5 — п. Балымеры (сужение русла, Тетюшинский плес); 6 — п. Ундоры (Верхнеульяновский плес); 7 — г. Ульяновск (Верхнеульяновский плес); 8 — г. Новоульяновск (Нижнеульяновский плес); 9 — г. Сенгилей (Нижнеульяновский плес); 10 — п. Новодевичье (Новодевичий плес); 11 — п. Климовка (Приплотинный плес); 12 — п. Тольятти (верхний бьеф Приплотинного плеса). Места расположения переломных точек продольного профиля, привязанные к населенным пунктам на карте водохранилища показаны на рис. 3, в.

Наиболее интенсивные процессы размыва/аккумуляции для периодов подъема и спада половодья наблюдаются в точках 2, 5, 7, 9, 11, 12. Это связано с большими градиентами скорости течения в Камской ветке на подъеме и спаде половодья (т. 2), с более интенсивным изменением водообмена в местах русловых сужений водохранилища (т. 5, 7, 9, 11) и в зоне влияния сброса воды Жигулевской ГЭС перед плотиной (т. 12).

Результаты моделирования показали, что за весь расчетный период наибольшая интенсивность переформирования продольного профиля пришлась на Волжский и Камский районы переменного подпора, на весь Тетюшинский плес и участки русловых сужений между плесами. Полученные результаты хорошо согласуются с данными, приведенными в [17], где замечено, что для указанных участков характерны интенсивные отложения в весенний период.

На рис. 4 (II) представлен поперечный профиль переформирования дна для наиболее гидродинамически активной части Куйбышевского водохранилища в створе п. Балымеры. Согласно полученным результатам, наименьшая интенсивность переформирования дна приходится на глубоководную часть исследуемого створа у правого берега (на рис. 4 (II) слева), где глубины достигают 25 и более метров. За весь расчетный период изменений отметок дна на рассматриваемом участке практически не наблюдается. На мелководье со стороны левого берега (на рис. 4 (II) справа), характеризующегося глубинами около пяти метров, приходится наибольшие значения размыва и намыва — до 15–20 мм/мес. Но при этом, за весь 150-дневный период моделирования имеет место незначительное осадконакопление в пределах 1–2 мм за период.

Необходимо отметить, что натурных наблюдений по оценке динамики переформирования дна в разные фазы водности в каких-либо районах Куйбышевского водохранилища не проводилось. Можно лишь отметить работы [17, 28], в которой подтверждается наличие смыва продуктов заиления в период весенней пульсации скорости стокового течения и приводятся некоторые количественные оценки увеличения отметок дна для периода средней водности. В целом, величина аккумуляции наносов в водохранилище, представленная в расчетах на модели, не противоречит результатам натурных наблюдений в ранее опубликованных работах [19, 28], где указана скорость минерального осадконакопления порядка 1,8 мм/год.

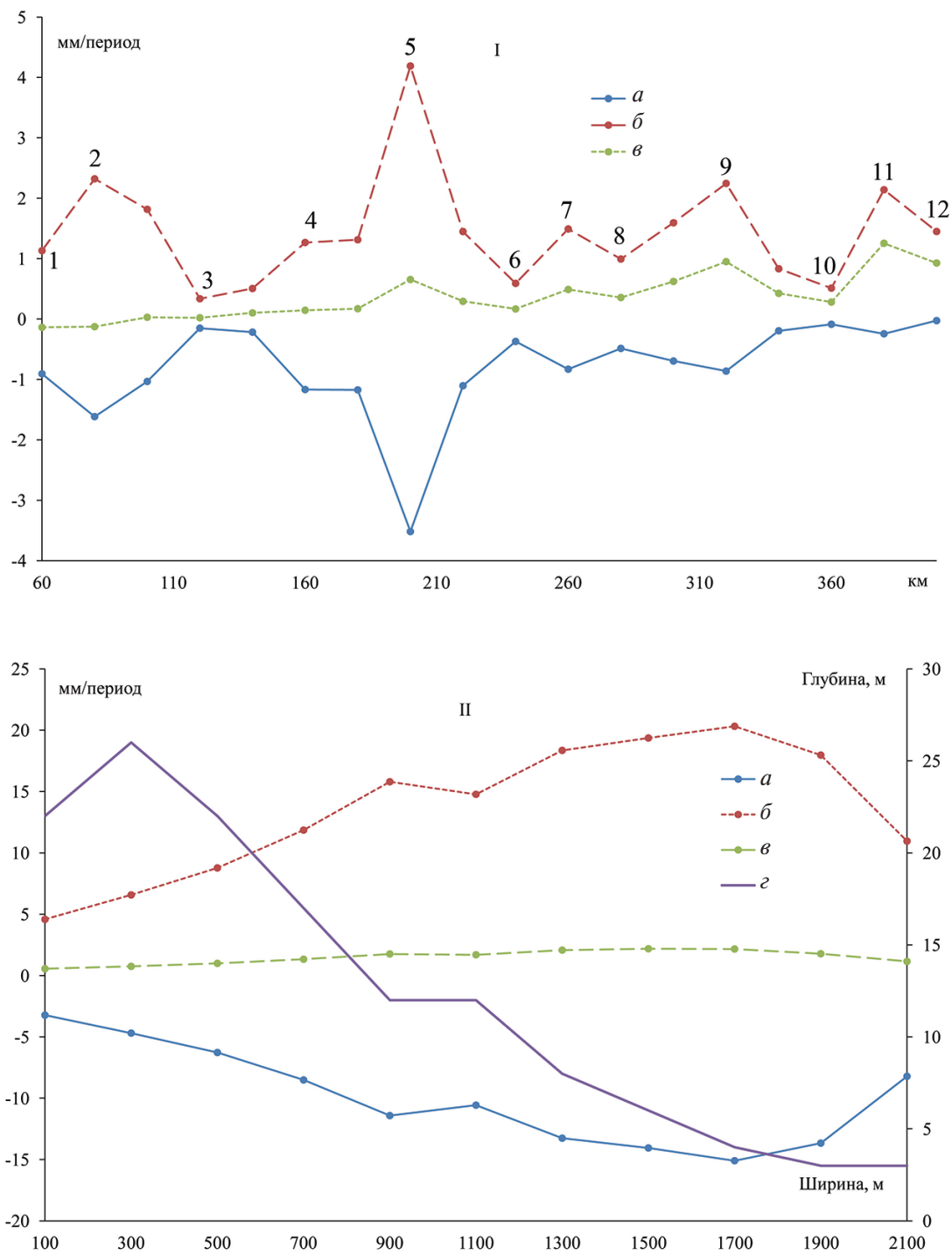


Рис. 4. I — Продольный профиль изменения отметок дна от г. Чистополь на р. Кама до Жигулевской ГЭС, мм/период: *a* — за 30-дневный период подъема половодья; *b* — за 30-дневный период спада половодья; *c* — суммарная аккумуляция (>0)/размыв (<0) за весь 150-дневный период расчета. II — Поперечный профиль Куйбышевского водохранилища в створе п. Балымеры: *a* — за 30-дневный период подъема половодья, мм/ период; *b* — за 30-дневный период спада половодья, мм/период; *c* — суммарная аккумуляция (>0)/размыв (<0) за весь 150-дневный период расчета, мм/период; *d* — глубина, м

Fig. 4. I — Longitudinal profile of changes in bottom elevations from Chistopol to the river Kama to Zhigulevskaya HPP, mm / period: *a* — over a 30-day period of flood rise; *b* — over a 30-day period of flood decline; *c* — total accumulation (> 0) / erosion (<0) for the entire 150-day calculation period. II — Cross-section of the Kuibyshev Reservoir in the section of the Balymery settlement: *a* — for a 30-day period of flood rise, mm / period; *b* — for a 30-day period of flood decline, mm / period; *c* — total accumulation (> 0) / erosion (<0) for the entire 150-day calculation period, mm / period; *d* — depth, m

5. Заключение

В результате моделирования получены карты полей переформирования дна в разные фазы водности, которые иллюстрируют направленность процессов размыва и аккумуляции для всей акватории Куйбышевского водохранилища. Для всего 150-дневного периода моделирования в среднем по акватории намыв составляет 0,5 мм, максимальные значения приходятся на плесовые сужения и равняются 2,5 мм и более, минимальные значения приходятся на плесовые расширения. Полученные результаты хорошо согласуются с данными наблюдений.

Построенный по всему водохранилищу продольный профиль и в его центральной части — поперечный профиль, хорошо показывают вклад нестационарного режима в формирование рельефа дна на подъеме и спаде половодья. Показано, что в створе п. Балымеры на мелководье со стороны левого берега, приходится наибольшие значения размыва и намыва — до 15–20 мм/мес. Этот створ совместно с Приплотинным плесом и Нижнеульяновским плесом в створе п. Сенгилей характеризуются наибольшей интенсивностью вертикальных русловых деформаций.

Модельные расчеты показали, что незначительные скорости течения недостаточны для инициации активных русловых преобразований Куйбышевского водохранилища. Последнее означает, что речные наносы не являются определяющим для заиления водохранилища фактором. При этом, многоводные периоды, характеризующиеся более интенсивным водообменом, приведут к более заметной циркуляции твердого стока в акватории и, как следствие, переформированию дна всего водохранилища.

6. Финансирование

Работа выполнена при финансовом обеспечении за счет средств Федерального бюджета в рамках тем: № 1021060107175-5-1.6.19 (ИЭВБ РАН — филиал СамНЦ РАН) и № 0154-2019-0003 (ИНОЗ РАН — СПб ФИЦ РАН).

Литература

1. *Kerssens P.J.M., van Rijn L.C.* Model for non-steady suspended sediment transport // Project Engineers Delft hydraulics laboratory. Delft, Netherlands, 1977. 8 p.
2. *Van Rijn L.C.* Sedimentation of dredged channels by currents and waves // Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering. 1986. Vol. 112, N 5. P. 541–559.
3. *Nicolas A.P.* Modeling and monitoring flow and suspended sediment transport in lowland river flood plain environments // Erosion and Sediment transport Measurement in River: Technological and Methodological Advances (Proceedings of the Oslo Workshop, June 2002). IAHS Publ. 2003. 283 p.
4. *Singh V.* Two-dimensional sediment transport model using parallel computers // B. Tech. Banaras Hindu University, India. 2002. 109 p.
5. *Wu Weiming.* Computational River Dynamics. CRC Press, 2007. 509 p.
6. *Хабидов А.Ш., Леонтьев И.О., Марусин К.В., Шлычков В.А., Савкин В.М., Кусковский В.С.* Управление состоянием берегов водохранилищ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 239 с.
7. *Sanchez A., Wu W.* A non-equilibrium sediment transport model for coastal inlets and navigation channels. In: Roberts T.M., Rosati J.D., and Wang P. (eds.) // Proceedings, Symposium to Honor Dr. Nicholas C. Kraus. Journal of Coastal Research. Special Issue. 2011. N 59. P. 39–48.
8. *Потапов И.И., Снугур К.С.* Моделирование эволюции песчано-гравийного дна канала в одномерном приближении // Компьютерные исследования и моделирование. 2015. Т. 7, № 2. С. 315–328.
9. GeoniCS Каналы и реки (Aquaterra). 2013. URL: <http://www.csoft.ru/catalog/soft/aquaterra/aquaterra-2013.html> (дата обращения: 04.02.2022).
10. DHI. URL: <http://www.dhigroup.com> (дата обращения: 04.02.2022).
11. HEC-RAS, River Analysis System Hydraulic Reference Manual (CPD-69). Gary W., Brunner. Version 4.1. January 2010. 411 p.
12. SOBEK Suite. URL: <https://www.deltares.nl/en/software/sobek/> (дата обращения: 04.02.2022).
13. *Лепухин А.П., Тунов А.А.* Современные гидродинамические модели русловых процессов // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2019. № 4. С. 114–143. doi:10.35567/1999-4508-2019-4-6
14. *Berger R.C., Tate J.N., Brown G.L., Savant G.* Adaptive Hydraulics (AdH) Version 4.5. Hydrodynamic User Manual. January. 2015.
15. *Delft3D-FLOW* Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments. User Manual. January 12, 2011 Delft Deltares. 672 p.

16. Reference Manual «RiverFlow2D Two-Dimensional River Dynamics Model», August, 2016, Hydronia LLC. 229 p.
17. Куйбышевское водохранилище / Ред. А.В. Монаков. Л.: Наука, 1983. 214 с.
18. Широков В.М. Формирование современных донных отложений в Куйбышевском водохранилище // Труды Куйбышевской гидрометеорологической обсерватории. 1965. Вып. 5. С. 28–32.
19. Законнов В.В., Законнова А.В., Цветков А.И., Шерышева Н.Г. Гидродинамические процессы и их роль в формировании донных осадков водохранилищ Волжско-Камского каскада // Труды ИБВВ РАН. 2018. Вып. 81 (84). С. 35–46. doi:10.24411/0320-3557-2018-1-0004
20. Рахуба А.В. Опыт использования измерительно-вычислительной системы «Хитон-Волна» в гидроэкологических исследованиях прибрежной акватории г. Тольятти // Сборник научных трудов по материалам 8-й Международной научно-практической конференции. Экологические проблемы промышленных городов. Саратов: Саратовский государственный технический университет имени Гагарина Ю.А., 2017. С. 484–488.
21. Шмакова М.В. Расчёты твердого стока рек и заиления водохранилищ. СПб.: Издательство ВВМ, 2018. 149 с.
22. Марчук Г.И. Методы вычислительной математики: учеб. пособие. М.: Наука, 1989. 608 с.
23. Вольцингер Н.Е., Пяковский Р.В. Теория мелкой воды. Океанологические задачи и численные методы. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 207 с.
24. Рахуба А.В., Шмакова М.В., Кондратьев С.А. Численное моделирование массопереноса в проточном водоеме // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2021. Т. 14, № 2. С. 89–97. doi:10.7868/S2073667321020088
25. Кондратьев С.А., Шмакова М.В., Игнатьева Н.В., Иванова Е.В., Гузеватый В.В. Экспериментальные и модельные исследования распространения вод реки Ижоры в русле реки Невы // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2020. Т. 13. № 3. С. 83–92. doi:10.7868/S2073667320030077
26. Рахуба А.В., Шмакова М.В. Численное моделирование заиления приплотинного плеса Куйбышевского водохранилища речными наносами // Метеорология и гидрология. 2018. № 1. С. 68–75.
27. Алексеевский Н.И., Беркович К.М., Чалов Р.С., Чалов С.Р. Пространственно-временная изменчивость русловых деформаций на реках России // География и природные ресурсы. 2012. № 3. С. 13–21.
28. Ступишин А.В., Трофимов А.М., Широков В.М. Географические особенности формирования берегов и ложа Куйбышевского водохранилища. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1981. 184 с.
29. Изменения уровней водохранилищ ГЭС РусГидро. URL: <http://www.rushydro.ru/hydrology/informer/> (дата обращения: 26.04.2022)
30. Гидрологический ежегодник 2015 г. Т. 1 Вып. 24, ч. 1–2. Бассейн р. Волги (среднее и нижнее течение) и Урала. Самара: Приволжское УГМС, 2016. 318.

References

1. Kerssens P.J.M., van Rijn L.C. Model for non-steady suspended sediment transport. Project Engineers Delft hydraulics laboratory. Delft, Netherlands, 1977. 8 p.
2. Van Rijn L.C. Sedimentation of dredged channels by currents and waves. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*. 1986, 112, 5, 541–559.
3. Nicolas A.P. Modeling and monitoring flow and suspended sediment transport in lowland river flood plain environments. Erosion and Sediment transport Measurement in River: Technological and Methodological Advances (Proceedings of the Oslo Workshop, June 2002). *IAHS Publ.* 2003. 283 p.
4. Singh V. Two-dimensional sediment transport model using parallel computers. B. Tech. *Banaras Hindu University, India*, 2002. 109 p.
5. Wu Weiming. Computational River Dynamics. *CRC Press*, 2007. 509 p.
6. Khabidov A. Sh., Leontiev I.O., Marusin K.V., Shlychkov V.A., Savkin V.M., Kuskovsky V.S. Managing the condition of reservoir shores. *Novosibirsk, Izd-vo SO RAN*, 2009. 239 p. (in Russian).
7. Sanchez A., Wu W. A non-equilibrium sediment transport model for coastal inlets and navigation channels. In: Roberts T.M., Rosati J.D., and Wang P. (eds.). *Proceedings, Symposium to Honor Dr. Nicholas C. Kraus. Journal of Coastal Research*. Special Issue. 2011, 59, 39–48.
8. Potapov I.I., Snigur K.S. Modeling of the evolution of the sand-gravel bottom of the channel in a one-dimensional approximation. *Komp'yuternye Issledovaniya i Modelirovanie*. 2015, 7 (2), 315–328 (in Russian).
9. GeoniCS Каналы и реки (Aquaterra). 2013. URL: <http://www.csoft.ru/catalog/soft/aquaterra/aquaterra-2013.html> (Accessed: 04.02.2022).
10. DHI. <http://www.dhigroup.com> (Accessed: 04.02.2022).
11. HEC-RAS, River Analysis System Hydraulic Reference Manual (CPD-69). Gary W., Brunner. Version 4.1. January 2010. 411 p.

12. SOBEK Suite. URL: <https://www.deltares.nl/en/software/sobek/> (Accessed: 04.02.2022).
13. Lepihin A.P., Tiunov A.A. Modern hydrodynamic models of riverbed processes. *Vodnoye Hozyajstvo Rossii: Problemy, Tekhnologii, Upravlenie*. 2019, 4, 114–143 (in Russian). doi:10.35567/1999-4508-2019-4-6
14. Berger R.C., Tate J.N., Brown G.L., Savant G. Adaptive Hydraulics (AdH) Version 4.5. *Hydrodynamic User Manual*. January. 2015.
15. Delft3D-FLOW Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments. *User Manual*. January 12, 2011. *Delft Deltares*. 672 p.
16. Reference Manual «RiverFlow2D Two-Dimensional River Dynamics Model», August, 2016, *Hydronia LLC*. 229 p.
17. Kuibyshev reservoir / Ed. A.V. Monakov. *Leningrad, Nauka*, 1983. 214 p. (in Russian).
18. Shirokov V.M. Formation of modern bottom sediments in the Kuibyshev reservoir. *Trudy Kujbyshevskoy Gidrometeorologicheskoy Observatorii*. 1965, 5, 28–32 (in Russian).
19. Zakonnov V.V., Zakonnova A.V., Cvetkov A.I., SHerysheva N.G. Hydrodynamic processes and their role in the formation of bottom sediments in reservoirs of the Volga-Kama cascade. *Trudy IBVV RAN*. 2018, 81 (84), 35–46 (In Russian). doi:10.24411/0320-3557-2018-1-0004
20. Rakhuba A.V. Experience of using the measuring and computing system “Chiton-Wave” in hydroecological studies of the coastal water area of Togliatti. *Ekologicheskie Problemy Promyshlennyh Gorodov. Saratov*, 2017, 484–488 (in Russian).
21. Shmakova M.V. Calculations of solid river flow and reservoir siltation. *SPb., Izdatel'stvo VVM*, 2018. 149 p. (in Russian).
22. Marchuk G.I. Methods of computational mathematics. *Moscow, Nauka*, 1989. 608 p. (In Russian).
23. Volcinger N.E., Pyaskovskij R.V. Shallow water theory. Oceanological problems and numerical methods. *Leningrad, Gidrometeoizdat*, 1977. 207 p. (in Russian).
24. Rakhuba A.V., Shmakova M.V., Kondratiev S.A. Numerical modeling of mass transfer in a flowing reservoir. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2021, 14 (2), 89–97 (in Russian). doi:10.7868/S2073667321020088
25. Kondratiev S.A., Shmakova M.V., Ignatieva N.V., Ivanova E.V., Guzevaty V.V. Experimental and model studies of the distribution of the waters of the Izhora River in the bed of the Neva River. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2020, 13 (3), 83–92 (in Russian). doi:10.7868/S2073667320030077
26. Rakhuba A.V., Shmakova M.V. Numerical simulation of siltation of the near-dam ples of the Kuibyshev reservoir by river sediments. *Meteorologiya i Gidrologiya*. 2018, 1, 68–75 (in Russian).
27. Alekseevskij N.I., Berkovich K.M., CHalov R.S., CHalov S.R. Spatial and temporal variability of channel deformations on Russian rivers. *Geografiya i Prirodnye Resursy*. 2012, 3, 13–21 (in Russian).
28. Stupishin A.V., Trofimov A.M., SHirokov V.M. Geographical features of the formation of the banks and the bed of the Kuibyshev reservoir. *Kazan', Izd-vo Kazan. un-ta*, 1981. 184 p. (in Russian).
29. Changes in reservoir levels of HPPs RusHydro. URL: <http://www.rushydro.ru/hydrology/informer/> (Accessed: 17.12.2018).
30. Hydrological Yearbook 2015. Vol. 1 Issue. 24, ch. 1–2. River basin Volga (middle and lower reaches) and the Urals. Samara: *Privolzhskoye UGMS*, 2016, p. 318.

УДК 930+551.5

© Т. Ю. Феклова*, 2022

Санкт-Петербургский филиал Института истории естествознания и техники им. С.И. Вавилова, РАН. 199036, Университетская наб., д. 5, г. Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: tat-feklova@yandex.ru

ПЕКИН — ПОРТ-АРТУР — ВЛАДИВОСТОК: ОРГАНИЗАЦИЯ МАГНИТНО-МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ОБСЕРВАТОРИЙ АКАДЕМИИ НАУК НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ В XIX — НАЧАЛЕ XX ВЕКОВ

Статья поступила в редакцию 13.10.2021, после доработки 04.04.2022, принята в печать 20.04.2022

Аннотация

Изучение климата с помощью профессиональных приборов в мире началось относительно недавно. Россия является одной из ведущих стран в области метеорологических исследований. Изучение истории развития метеорологических исследований на Дальнем Востоке и сопредельных территорий Китая в XIX в., систематизация и анализ результатов исследований будут способствовать лучшему пониманию значения российских исследований в развитии метеорологии. В статье рассматривается предыстория строительства обсерватории во Владивостоке. Автор прослеживает цепь политических и научных решений о переносе магнитно-метеорологической обсерватории Академии наук из Пекина через планы создания обсерватории в Порт-Артуре до строительства магнитно-метеорологической обсерватории во Владивостоке. Кроме того, в статье рассмотрены сметы обсерватории и планы по ее оснащению, которые обычно не являются предметом пристального внимания исследователей. В современной и иностранной историографии отсутствует полноценное исследование, отражающее задействованность Академии наук в развитии сети магнитно-метеорологических станций и обсерваторий на Дальнем Востоке России и в сопредельных территориях (Корея, Китай). Автором введены в научный оборот новые архивные данные из Российского государственного архива Военно-Морского флота и Санкт-Петербургского филиала архива Академии наук.

Ключевые слова: метеорология, Академия наук, обсерватория, Владивосток, Порт-Артур, Пекин

© Т. Ю. Феклова*, 2022

St. Petersburg Branch of the Institute for the History of science and technology, named by S.I. Vavilov, Russian Academy of Sciences. 199036, University Emb., 5, St. Petersburg, Russia

*E-mail: tat-feklova@yandex.ru

BEIJING — PORT-ARTHUR — VLADIVOSTOK: ORGANIZATION OF THE ACADEMY OF SCIENCES' MAGNETIC AND METEOROLOGICAL OBSERVATORIES ON THE FAR EAST IN THE XIX—BEGINNING OF THE XX CENTURIES

Received 13.10.2021, Revised 04.04.2022, Accepted 20.04.2022

Abstract

The professional tool's investigations of climate in the world began relatively recently. Since the second half of the XIX century Russia was one of the meteorological investigation's leaders. Study of the history of meteorology in the Russian Far East and in China, systematization, and analysis of research results would be a great contribution to a better understanding of the importance of Russian research in the development of meteorology. The article discusses about the background of the creation of the observatory in Vladivostok. The author analyzed the chain of political and scientific decisions about the transfer of the magnetic and meteorological observatory of the Academy of Sciences from Beijing, through the plans of the creation an observatory in Port Arthur to the construction of an observatory in Vladivostok. In addition, the observatory's budget and plans for its equipment are considered. Such materials are usually not the subject of close attention of researchers. In the historiography lacks an investigation about the role of the Russian Academy of Sciences to the development of a network of magnetic meteo-

Ссылка для цитирования: Феклова Т.Ю. Пекин — Порт-Артур — Владивосток: организация магнитно-метеорологических обсерваторий Академии наук на Дальнем Востоке в XIX — начале XX веков // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15, № 2. С. 150–162. doi:10.48612/fpg/e9d4-ferg-mfxp

For citation: Feklova T. Yu. Beijing — Port-Arthur — Vladivostok: Organization of the Academy of Sciences' Magnetic and Meteorological Observatories in the Far East in the 19th—Early 20th Centuries. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022, 15, 2, 150–162. doi:10.48612/fpg/e9d4-ferg-mfxp

rological stations and observatories in the Russian Far East and in adjacent territories (Korea, China). The author introduced into scientific circulation new archival data from the Russian State Archive of the Navy and the St. Petersburg branch of the Archive of the Academy of Sciences.

Keywords: meteorology, Academy of Sciences, observatory, Vladivostok, Port-Arthur, Beijing

1. Введение

Метеорология как отдельная дисциплина получает свое развитие в середине XIX в., когда по всему Земному шару начинают проводить магнитно-метеорологические исследования. Россия активно включилась в эту работу.

История развития метеорологии, научных экспедиций и история создания магнитно-метеорологических обсерваторий как часть более масштабного процесса развития научных дисциплин, привлекала многих исследователей.

2. Материалы и методы

История организации магнитной обсерватории во Владивостоке была рассмотрена в публикациях В.Г. Смирнова [24, 25]. В работе Смирнова «Академик М.А. Рыкачев и развитие геофизики в России» проводится комплексное исследование этапов развития метеорологии и геофизики в России и роль М.А. Рыкачева в этом процессе. Большой раздел посвящен истории обсерватории во Владивостоке. Однако в этих работах не прослежена преемственность развития магнитных исследований на Дальнем Востоке — от магнитно-метеорологической обсерватории Академии наук в Пекине через попытку создать подобную обсерваторию в Порт-Артуре и строительство обсерватории во Владивостоке (при котором были использованы сметы и планы обсерватории в Порт-Артуре).

В работах зарубежных авторов, посвященных истории изучения развития метеорологии в Тихоокеанском регионе (Ф. Вильямсон [4], М. Махони [2] и др.) предсказуемо уделяется внимание истории западноевропейских исследований в данном регионе. При этом Махони [2] подчеркивает, что глобальность существования государства в рамках империи (прежде всего Британской империи) оказывало позитивное влияние на развитие метеорологии, потому что империя объединяла в себе несколько типов климата, что способствовало появлению единой метеорологии. В трудах китайских исследователей история метеорологических исследований русских ученых в Тихоокеанском регионе тоже не упоминается. В статье Сюэ-Чжэнь Чжан, Цюань-Шэн Гэ, Сю-Ци Фанг, Цзин-Юнь Чжэн, Цзе Фэй [5], посвященной истории изучения осадков в Пекине с 1860 по 1897 гг. не дано ни одного упоминания о Пекинской магнитно-метеорологической обсерватории Академии наук.

В своей книге «Ранние годы истории метеорологии побережья Китая: роль Гонконга» Патрик Кевин Маккеун утверждал, что «обсерватории были продуктом западной колониальной экспансии в Китае. Все крупные колониальные державы создали обсерватории в Китае, призванные решить некоторые аспекты физических наук» [3].

Архивные материалы по истории организации магнитно-метеорологической обсерватории во Владивостоке отложились в нескольких архивохранилищах — в Санкт-Петербургском филиале архива Академии наук и Российском государственном архиве Военно-морского флота.

Несмотря на то, что история метеорологии в Тихоокеанском регионе и на Дальнем Востоке достаточно полно освещена как в научной, так и в популярной литературе, включая электронные ресурсы, вопросы об истории российских метеорологических исследований, в частности о предыстории организации магнитно-метеорологической обсерватории во Владивостоке, до сих пор недостаточно разработаны в исторических исследованиях.

Методологической основой для работы стали проблемно-хронологический метод и метод архивной эвристики.

Магнитно-метеорологическая обсерватория Академии наук в Пекине

13 апреля 1834 г. за № 6984 была опубликована подписанная императором Николаем I докладная записка главноуправляющего корпусом горных инженеров Е.Ф. Канкрин «Об учреждении магнитных и метеорологических наблюдений». Эта дата считается датой основания Гидрометеорологической службы в России [9].

По всей стране постоянно учреждались новые магнитно-метеорологические станции и обсерватории. В том числе и в таких отдаленных территориях, как Китай, где в 1848 г., на территории Северного подворья

Русской Духовной миссии в Пекине, была основана Магнитно-метеорологическая обсерватория Императорской Академии наук. Эта обсерватория на долгое время стала фактически единственным учреждением, проводящим систематические метеорологические исследования на Дальнем Востоке.

В середине XIX в. Китай в попытке сохранить свою независимость придерживался политики изоляционизма, то есть не впускал иностранцев во внутренние регионы страны, а также разрешал торговлю с иностранцами только в отдельно установленных открытых портах (в 1834 г. — только порт Гуанчжоу). После Первой Опиумной войны (1840—1842 гг.) практически все порты были открыты для торговли. Последовавшая вскоре за Первой, Вторая Опиумная война (1856—1860 гг.) привела к тому, что Китай фактически стал полуколонией. Российская империя не участвовала в активных военных противостояниях с Китаем, однако по итогам Второй Опиумной войны между Россией и Китаем был подписан Пекинский договор (1860 г.), окончательно разграничивший территории двух стран. По результатам Айгунского (1858 г.) и Пекинского договоров к России отошли земли Дальнего Востока. Практически сразу после документального подтверждения перехода этих территорий к России в заливе Петра Великого Японского моря был основан военный пост Владивосток.

Несмотря на то что Пекинская обсерватория [22], возглавляемая известным ученым-метеорологом Г.А. Фритше [26], показывала значительные результаты и собрала уникальные данные по основным климатическим показателям в Китае (среднегодовые температуры, показатели атмосферного давления и влажности), все же она находилась на территории другой страны. Поражение в двух войнах, принудительное открытие границ Китайской империи, рост внутренней инфляции сделали работу в Магнитно-метеорологической обсерватории Императорской Академии наук (ИАН) в Пекине опасной [10] (1864 г. — бунт в Гуйчжоу, 1852—1868 г. Нянцзуньское восстание [14]), а также финансово затратной.

Проекты реорганизации метеорологической сети на Дальнем Востоке

В этой связи в 1874 г. комиссия при Академии наук рассмотрела проект переноса обсерватории во Владивосток. 18 февраля 1876 г. Главный командир портов Восточного океана (Тихого океана) Г.Ф. Эрдман телеграфировал управляющему Морским министерством С.С. Лесовскому о том, что уже присмотрел для планируемой обсерватории дом во Владивостоке за 3446 р. [19, л. 1] Но деньги не были ассигнованы, а проект о переносе обсерватории, несмотря на горячую поддержку Морского министерства и Академии наук, был отклонен императором Александром II. Пекинская обсерватория продолжила работать до 1884 г., а в виде магнитно-метеорологической станции вплоть до 1915 г., пока Первая мировая война и последовавшая за ней революция 1917 г. в России не прервали все отношения между Пекином и Петроградом.

Следующим шагом по развитию сети магнитно-метеорологических станций и обсерваторий должен был стать проект по созданию в 1894 г. обсерватории на о. Сахалин, но из-за отсутствия финансирования обсерватория на Сахалине не была построена [21, л. 23 об.]. Отказ в отпуске средств из Государственного Казначейства на строительство обсерватории на Сахалине возможно объясняется, во-первых, удаленностью региона и незащищенностью перед внешней угрозой (в 1894 г. началась японо-китайская война), а во-вторых, сложными внутривластными обстоятельствами.

В 1896 г. директором Главной Физической обсерватории (ГФО) М.А. Рыкачевым был разработан план по развитию сети магнитно-метеорологических станций в Сибири со строительством центральной обсерватории во Владивостоке, с организацией при ней системы штормовых предупреждений и постоянной связи с японской обсерваторией. Проект был одобрен президентом ИАН великим князем Константином Константиновичем. ИАН и ГФО со своей стороны полагали, что создание обсерватории во Владивостоке является важным «не только в целях науки для решения важнейших задач по климатологии Земного шара и по циркуляции атмосферы, но и для нужд государственного хозяйства, в виду предстоящего в недалеком будущем оживления торговых сношений наших восточных окраин с другими странами» [20]. Однако Морское министерство не поддержало данный проект, и он не получил дальнейшего развития.

В январе 1898 г. при Академии наук была создана специальная комиссия для выработки проекта по реорганизации метеорологической службы в Сибири. На рассмотрении комиссии стояли два вопроса: 1) создание службы предупреждения о метелях и штормах на всем протяжении железнодорожных путей в Сибири; 2) создание службы предупреждения о штормах в Тихом океане [21, л. 5 об.].

Утвержденный президентом Академии наук великим князем Константином Константиновичем проект, был внесен для рассмотрения в Министерство народного просвещения.

После обсуждения поданного документа в Государственном Совете, вопрос о реорганизации метеорологической службы в Сибири был одобрен и утвержден императором Николаем II. С 1 января 1900 г. по распоряжению министра финансов из Государственного Казначейства были ассигнованы средства на рас-

ширение Екатеринбургской и Иркутской обсерваторий, и создании при них 20 станций. Позднее министр финансов Витте С.Ю. писал директору ГФО Рыкачеву М.А., что задачу по созданию метеорологической службы в Сибири он считал выполненной, а вопрос об учреждении обсерватории во Владивостоке был, по его мнению, недоработан, в связи с чем финансирование ассигновано не было [20, л. 6].

Проект создания метеорологической обсерватории в Порт-Артуре (Ляодунский полуостров, Китай)

24—31 января 1900 г. Императорской Академией наук по инициативе директора Главной Физической обсерватории М.А. Рыкачева [24], был организован первый российский метеорологический съезд, под председательством президента Академии Великого князя Константина Константиновича. На съезде присутствовали министр земледелия и государственных имуществ А.С. Ермолов, министр путей сообщения М.И. Хилков, управляющий министерством народного просвещения Н.П. Боголепов, управляющий делами комитета министров А.Н. Куломзин, неперенный секретарь Академии наук Н.Ф. Дубровин, директор Николаевской Главной Физической обсерватории М.А. Рыкачев, начальник Военно-Медицинской Академии В.В. Пашутин. Помимо этого, на первый съезд приехали представители от Военного, Морского министерств, от министерств Внутренних дел и юстиции, от кабинета его императорского величества, от императорского Русского географического общества, от общества спасения на водах, от финляндской метеорологической сети, от общества охранения народного здоровья и от лифляндской метеорологической сети [15].

В числе прочих вопросов, рассмотренных на съезде, был заслушан доклад министра финансов С.Ю. Витте о необходимости учреждения метеорологической обсерватории на побережье Тихого океана [21, л. 6]. Однако вместо организации обсерватории во Владивостоке С.Ю. Витте предложил рассмотреть возможность создания метеорологической обсерватории на Квантунском полуострове (в порте Дальний или в Порт-Артуре), который Россия получила в аренду на 25 лет в ходе подписанной 7 марта 1898 г. русско-китайской конвенции [11]. Предпосылкой для подписания данной конвенции стал захват Германией в ноябре 1897 г. части китайских территорий на севере страны. На юге и в центре Китая большое влияние имела Великобритания и в такой ситуации Китай старался найти дополнительных союзников. Данная конвенция обязывала Россию оказывать помощь Китаю в случае нападения Германии и Японии.

Согласно плану С.Ю. Витте, обсерваторию первоначально планировалось разместить в порте Дальний (совр. Далянь), однако после обсуждения данного вопроса с начальником Квантунского полуострова Д.И. Суботичем, было решено перенести расположение будущей обсерватории в Порт-Артур, как в порт, более выдвинутый в море.

Но императорский указ от 17 июня 1900 г. о сокращении государственных расходов по всем ведомствам не дал осуществиться данному проекту. Возможной причиной отказа в финансировании стало подавление восстания ихэтуаней в Китае (1898—1901) [1], когда Россия вынуждена была вести войну с Китаем и даже с боями вступить в Пекин.

В августе 1901 г. генерал-губернатор Приамурского края Н.И. Гродеков обратился к Николаю II с просьбой о необходимости организации на Дальнем Востоке сети метеорологических станций, и создании там центральной метеорологической обсерватории. Николай II поддержал это обращение, и уже осенью 1901 г. Академия наук подала проект в Министерство народного просвещения (МНП) об учреждении обсерватории в Порт-Артуре, усилив ее штат должностью инспектора метеорологических станций. Письмо с предполагаемым проектом было отправлено и к Н.И. Гродекову, ответ от которого пришел только летом 1902 г. В ответном письме Гродеков писал, что, несмотря на проектируемую обсерваторию в Порт-Артуре, необходимо также создать обсерваторию в Хабаровске для заведывания всеми метеорологическими станциями в Сибири и на Дальнем Востоке.

Академией наук были подготовлены смета и примерное штатное расписание для планируемой обсерватории в Порт-Артуре. Примечательно, что на печатном экземпляре штата название «Дальний» зачеркнуто и сверху сделана приписка «Порт-Артур». Данное обстоятельство говорит о том, что Академия сначала готовила смету для обсерватории в порту Дальний [21, л. 9].

Согласно смете, в обсерватории планировалось разместить следующие приборы:

«А. Для определения времени:

1. Пассажный инструмент 1200 руб.
2. Коллиматор (устройство для получения параллельных пучков лучей света или частиц) 120 руб.
3. Часы и 2 хронометра 1220 руб.

Итого 2540 руб.

Б. Метеорологические инструменты

1. Полная серия метеорологических инструментов для непосредственных наблюдений, с запасными 1339 руб.

2. Полная серия самопишущих приборов (исключая анемограф (для изучения скорости и силы ветра) 1091 руб.

3. Анемограф Мунро 1000 руб.

Итого 3430 руб.

В. Магнитные приборы

1. Полная серия инструментов для абсолютных определений. 4930 руб.

2. Две серии магнитометров. 2800 руб.

Магнитографы к ним 2400 руб.

3. Серия походных магнитных приборов 1200 руб.

Итого 11330 руб.

Меблировка обсерватории 1000 руб.

Итого 18300 руб.» [21, л. 9 об.—10].

Академия наук разработала и штатное расписание для магнитно-метеорологической обсерватории в Порт-Артуре.

В примечании к штатному расписанию было указано, что все служащие принимаются на работу и увольняются на основании § 6 Устава Главной физической обсерватории (ГФО), утвержденного императором Александром II 4 мая 1871 г. Люди, работающие в обсерватории, могли пользоваться всеми привилегиями, правами и преимуществами, прописанными в статье I примечаний Положения об особых преимуществах гражданской службы в отдаленных местностях, напечатанном в Своде законов, томе III, изданном в 1896 г. [21, л. 9]. Обсерватория также могла на собственные средства, полученные в ходе проверки магнитно-метеорологических инструментов для частных лиц, учреждать метеорологические станции вне пределов Российской империи [21, л. 9].

Таблица 1
Table 1

Штатное расписание обсерватории в Порт-Артуре [21, л. 9]
The staffing of the observatory in Port Arthur [21, l. 9]

Должность	Число лиц	Содержание в год, руб.				По должности	По штатному мундиру	По пенсии
		Жалованье	Столовых	Квартирных	Всего			
Директор	1	2500	2500	В натуре	5000	V	V	По учебной службе
Помощник директора	1	1875	1875	В натуре	3750	VI	VI	По учебной службе
Старший наблюдатель	1	1250	1250	500	3000	VIII	VIII	По учебной службе
Наблюдателей младших	5	1000	1000	В натуре	10000	X	X	VII
Отделение штормовых предостережений								
Заведующий	1	1250	1250	500	3000	VIII	VIII	По учебной службе
Адъютант	1	1000	1000	300	2300	IX	IX	По учебной службе
Содержание станций								
Плата наблюдателям 10 станций, по 120 рублей					1200			
Содержание станций и ремонт инструментов					700			
На ученые потребности					1000			
На поездки для ревизии станций					600			
На хозяйственные потребности					3600			
Итого	10				34150			

Была разработана подробная смета по строительству обсерватории в Порт-Артуре и на реорганизацию метеорологических станций на Дальнем Востоке:

«А. Единовременные расходы:

1. На постройку зданий — 102149 руб. 32 коп.
2. На приобретение инструментов, шкафов и мебели в обсерватории — 18300 руб.
3. На устройство 5 метеорологических станций — 1500 руб.

Всего — 121949 руб. 32 коп.

Б. Ежегодные расходы:

На содержание обсерватории в Порт-Артуре с ее сетью станций — 34150 руб.

На устройство центральной метеорологической станции в Хабаровске потребуется:

А. Единовременные расходы:

На постройку здания станции с квартирой для наблюдателя, согласно отзыву Приамурского генерал-губернатора — 10000 руб.

Б. Ежегодные расходы:

Содержание станции и сети метеорологических станций — 14250 руб.» [21, л. 8]

Таким образом, разовые расходы из Государственного Казначейства на строительство обсерватории в Порт-Артуре и центральной метеостанции в Хабаровске составили бы 131949 руб. 32 коп., а ежегодные — 48400 руб.

Казалось бы, все было готово к тому, чтобы организовать центральную магнитно-метеорологическую обсерваторию в Порт-Артуре, однако ассигнование денег затягивалось, а 27 января 1904 г. началась русско-японская война (1904–1905 гг.), по результатам которой аренда Квантунского (Ляодунского) полуострова была переуступлена Японии [14], а проект обсерватории был временно заморожен.

Организация обсерватории во Владивостоке

Отсутствие необходимых средств и другие неотложные дела на время заставили Академию наук и Морское министерство отказаться от идеи организации обсерватории на Дальнем Востоке.

Следующий этап в планировании строительства обсерватории во Владивостоке начался с письма товарища (совр. заместителя) морского министра И.Ф. Бострема от 18 января 1907 г., направленного президенту Академии наук великому князю Константину Константиновичу. В своем письме Бострем указал на необходимость создания магнитно-метеорологической обсерватории на Дальнем Востоке. Бострем также писал о том, что данная обсерватория должна была иметь более широкий профиль и работать на благо не только одного Морского министерства, но и на развитие метеорологии вообще, что невозможно было бы сделать без участия Академии наук в проекте [21, л. 1]. Для разработки проекта была создана Межведомственная комиссия, куда вошли представители Морского, Военного министерств, министерства торговли и промышленности, Управления внутренних водных путей и шоссейных дорог министерства путей сообщения и министерства финансов, а также Главного управления земледелия и землеустройства [27].

Основными критериями для выбора Владивостока в качестве базового города для центральной магнитно-метеорологической Обсерватории стали: 1) Владивосток был связан телеграфным кабелем с Японией и Шанхаем и, соответственно, мог быстрее передавать последние метеорологические наблюдения; 2) Владивосток являлся основным узлом для всех морских путей российского Дальнего Востока и все остальные метеорологические станции этой территории тяготели именно к Владивостоку.

Кроме того, Владивосток являлся культурным, торговым, а во многих отношениях и административным центром Дальнего Востока. Во Владивостоке находились Управление маяков и портов Восточного океана, Переселенческое управление Приморской области [27] и Областное управление [21, л. 21 об.].

Против же выбора Владивостока в качестве размещения обсерватории выступал тот факт, что в первую очередь Владивосток представлял из себя военную крепость, [6] и размещение гражданских учреждений, представляющих обузу для крепости, могло бы сказаться на ее обороноспособности [21, л. 22].

Обсуждение продолжалось в течение года, и только 11 февраля 1908 г. по постановлению Конференции Академии, при Академии была учреждена особая межведомственная комиссия, под председательством директора ГФО М.А. Рыкачева, для выработки мер к устройству на берегах Тихого океана магнитно-метеорологической обсерватории [21, л. 2]. Однако первое заседание данной Комиссии по устройству обсерватории во Владивостоке состоялось только 29 января 1909 г. На нем была разработана подробная программа действий:

1. «Переписка Морского министерства с Академией наук.
2. Назначение комиссии при АН

3. Краткий доклад о положении дела.
4. Остаются ли задачи обсерватории прежними.
5. Просмотр штатов и сметы расходов, согласно прежнему проекту.
6. Имеются ли сведения о справочных ценах во Владивостоке.
7. Кому поручить и на какие средства составление планов и сметы» [21, л. 4].

6 июня 1909 г. Академия наук обратилась в Морское министерство с просьбой ассигновать 800 руб. для командировки специалиста во Владивосток для выбора места под строительство обсерватории. 22 июня 1909 г. морской министр С.А. Воеводский и начальник Главного Гидрографического управления А.И. Вилькицкий подписали письмо к министру финансов В.Н. Коковцеву с просьбой разрешить выдать данные средства из бюджета организации. 30 июня такое разрешение было получено. Деньги было разрешено выдать из сэкономленных средств по статье 10 параграфа 13 сметы Морского Министерства (изготовление карт, книг и руководств для плавания). Полученные средства позволили Академии наук отправить в Сибирь и Маньчжурию для производства магнитных наблюдений от Красноярска до Владивостока и для выбора места для магнитно-метеорологической обсерватории во Владивостоке физика Николаевской ГФО Дмитрия Александровича Смирнова [21, л. 19–19 об.].

По возвращении из командировки, в своем отчете Смирнов рекомендовал перенести обсерваторию за пределы самого города, так как «ни один из культурных центров, ни Хабаровск, ни Благовещенск, ни Никольск-Уссурийский (совр. Уссурийск), как и Владивосток, не избавляют нас от опасений, что через 10–20 лет будет там устроен электрический трамвай: практика показывает, что все города должны быть избегаемы при выборе места магнитной обсерватории» [21, л. 22]. Необходимо сказать, что Смирнов оказался прав в своем высказывании, первая трамвайная линия была открыта во Владивостоке 9 октября 1912 г.

Необходимым условием для строительства магнитного отделения Владивостокской обсерватории Смирнов считал наличие рядом железнодорожной станции. Подчиненное положение от центральной метеорологической обсерватории потребовало бы периодических поездок, и железная дорога рядом была бы весьма кстати. В этой связи для строительства магнитного отделения обсерватории, Смирнов остановил свой выбор на станции Надеждинской (совр. село Вольно-Надеждинское), находящейся в 41 версте от Владивостока (43,7 км) [21, л. 22 об.]. Помимо этого, несомненным плюсом данного места было то обстоятельство, что эта территория принадлежала уже Владивостокскому лесничеству [13], а не входила в состав крепостного района.

В случае же, если Академия наук и Морское министерство признали бы более целесообразным сделать магнитное отделение полностью самостоятельным и соответственно, не нуждающимся в постоянных проверках из Центральной обсерватории во Владивостоке, Смирнов советовал окрестности г. Никольско-Уссурийск. Одним из вероятных местоположений для будущей магнитной обсерватории, Смирнов выделял село Спасское (совр. г. Спасск-Дальний), около железнодорожной станции Евгеньевка (совр. Спасск-Дальний), находившееся в 122 верстах к северу от Никольско-Уссурийска. Земля принадлежала сельскому обществу с. Спасское [21, л. 23].

Смирнов указывал, что состояние метеорологической сети на Дальнем Востоке и в Сибири «удручающее»: «современное состояние метеорологического дела на Дальнем Востоке характеризуется внешним видом метеорологической станции во Владивостоке, находящейся на главной улице города, — с отвалившейся одной из двух доской — указателем силы ветра и дождемером, стоящим под деревом» [21, л. 23 об.]. В своем отчете Смирнов также отмечал, что на Дальнем Востоке успешно развивалась независимая система магнитно-метеорологических станций Переселенческого управления [17]. Недостатком данной сети в основном было то, что она была направлена на выполнение чисто утилитарных задач, обеспечивая необходимой метеорологической информацией приезжающих крестьян.

По мнению Смирнова каждый год промедления при открытии обсерватории может вызвать потери для мореплавания и сельского хозяйства, оцениваемые сотнями тысяч и даже миллионами рублей [21, л. 36].

На основании отчета Смирнова Академия наук приняла решение строить здание метеорологической обсерватории в черте города, а здание магнитной обсерватории, равно как и сейсмическое, и змейковое (по запуску воздушных метеорологических змеев) отделения построить в пригороде Владивостока. 12 февраля 1910 г. директор ГФО М.А. Рыкачев сообщил морскому министру С.А. Воеводскому, что Городская Дума г. Владивостока бесплатно предоставила землю под будущие постройки на все время существования обсерватории [21, л. 20–20 об.].

Для разработки проекта будущей обсерватории Академией наук были взяты проекты уже работающих обсерваторий в Тифлисе, Екатеринбурге, Иркутске и Павловске [7]. Помимо этого, Академия наук при

планировании учла отзывы Главной Физической обсерватории и директоров филиальных обсерваторий, а также самые новые достижения метеорологической науки, в частности, была предусмотрена специальная комната для хранения метеорологических зондов [21, л. 53 об.].

5 апреля 1910 г. в Академии наук состоялось заседание специальной комиссии по устройству обсерватории во Владивостоке, на котором были приняты штат обсерватории и проект обсерватории со всеми необходимыми зданиями и пристройками с указанием необходимых расходов:

«Необходимые здания

1. Подземный павильон для магнитографов
2. Павильон для абсолютных определений.
3. Павильон для астрономических определений.
4. Главное здание.

Кабинет заведующего магнитным отделением	6 кв. саж. (прим. авт. — 27 кв. м.)
Комната для обработки магнитограмм	9 кв. саж.
Комната для дежурного наблюдателя	6 кв. саж.
Библиотека и архив	12 кв. саж.
Фотографическая комната	2 кв. саж.
Физическая лаборатория	9 кв. саж.
Кабинет заведующего аэрологическим отделением	6 кв. саж.
Комната для вычислителей аэрологического отделения	9 кв. саж.
Механическая мастерская (2 комнаты, из которых одна для черных работ)	18 кв. саж.
Столярная мастерская (для изготовления змеев)	7 кв. саж.
	Итого 84 кв. саж.

5. Сарай для хранения змеев (500 руб.)
6. Сарай для наполнения и хранения шаров (1000 руб.)
7. Жилой дом.

5 комнат и кухня для заведующего обсерваторией	55 кв. саж. (прим. авт. — 250 м ²)
5 комнат и кухня для заведующего отделением	55 кв. саж.
4 комнаты и кухня для физика	40 кв. саж.
3 комнаты и кухня для наблюдателя высшего оклада	35 кв. саж. (прим. авт. — 159 м ²)
3 комнаты и кухня для наблюдателя высшего оклада	35 кв. саж.
3 комнаты и кухня для наблюдателя высшего оклада	35 кв. саж.
3 комнаты и кухня для механика	35 кв. саж.
2 комнаты и кухня для наблюдателей низшего оклада	25 кв. саж.
2 комнаты и кухня для наблюдателей низшего оклада	25 кв. саж.
3 комнаты с кухнями для служащих	35 кв. саж.
	Всего 33 комнаты и 12 кухонь 375 кв. саж.

8. Ледник.

9. Прачечная.

Единовременные расходы на покупку инструментов и на меблировку Магнитной и астрономической обсерватории на Дальнем Востоке.

Магнитное отделение

Астрономический универсальный инструмент	1200 руб.
Коллиматор и мира	150 руб.
Стенные часы (астрономические)	400 руб.
2 столовые хронометра	1100 руб.
1 столовый хронометр для разъездов	400 руб.
Магнитные походные приборы (2 серии)	2600 руб.
Серия приборов для абсолютных магнитных определений	3000 руб.
Походная палатка	150 руб.
Метеорологические инструменты (самопишущие и для непосредственных наблюдений)	3000 руб.
2 Серии самопишущих метеорологических приборов (магнитографов)	10000 руб.

Разные физические приборы / меры длины и веса, прибор для наполнения барометров ртутью и проч. 2000 руб.

Столы, шкафы, стулья и различная мебель, и утварь	2000 руб.
	Итого 26000 руб.

Аэрологическое отделение

Механическая лебедка для подъема змеев и привязанных шаров 2000 руб.

Газодобывательные аппараты, научные приборы, аппараты для поверки инструментов. Оболочки шаров 3000 руб.

Механический станок и оборудование механической мастерской 2000 руб.

Итого 7000 руб.

Итого по обоим отделениям 33000 руб.» [21, л. 53 об.—54].

Приведенный проект, разработанный Академией наук, соответствовал всем достижениям науки того времени. Была предусмотрена расстановка, по возможности, самопишущих метеорологических приборов, что освобождало бы наблюдателей от выполнения механической однотипной работы, а также применение метеорологических змеев и зондов. Метеорологические воздушные змеи с самопишущими приборами впервые были запущены австралийским изобретателем Л. Харгрейвом в 1890 г. [23]

Академией было предусмотрено и строительство жилого дома для служителей обсерватории, а до окончания постройки жилого дома предполагалось компенсировать работникам затраты на съем жилья: директору в размере 1050 руб., помощнику директора 720 руб., механику 540 руб., наблюдателю высшего оклада 300 руб. и наблюдателям низшего оклада по 240 руб. [21, л. 42]

Таблица 2
Table 2

Проект штата Метеорологической обсерватории во Владивостоке [21, л. 36 об.—37 об.]
State project of the meteorological observatory in Vladivostok [21, l. 36 Rev.—37 Rev.]

	Классы и разряды			Число лиц	Жалованье на первое пятилетие. Одному			
	По должности	По штифту на мундире	По пенсии		Жалованье	Столовых	Квартирных	Всего
Директор	V	V	По уставу Никол. ГФО Глав. Физ.	1	2870	1680	Нат.	4550
Помощник директора	VI	VI		1	2000	1120	Нат.	3120
Физик	VII	VII		1	1300	780	320	2400
Наблюдатели высшего оклада	VIII	VIII		1	850	450	Нат.	1300
Наблюдатели низшего оклада	IX	IX		2	600	440	Нат.	2080
Инспектор метеор. Станций	VI	VI		1	1700	900	400	3000
Письмоводитель, он же смотритель	VII	VII	IV	1	900	540	360	1800
Механик	VIII	VIII	VI	1	720	720	Нат.	1440
Отделение сети метеор. Станций								
Заведующий	VI	VI	По уставу Никол. Глав. Физ. обсерватории	1	1700	900	400	3000
Физик	VII	VII		1	1300	780	320	2400
Вычислители	IX	IX		4	600	440	160	4800
Отделение штормовых предостережений*								
Заведующий	VI	VI		1	1700	900	400	3000
Адъютант	VIII	VIII		1	850	450	200	1500
Содержание метеорол. станций								
А) плата наблюдателям (20*240)								4800
Б) ремонт инструментов (40*70) и расширение сети								2800
В) устройство и содержание дождемерных станций.								1000
Поездки для ревизий станций и для производства магнитных наблюдений.								2200
Издание наблюдений Владивостокской Обсерватории								2000
На ученые потребности								1500
На змейковые подъемы (приписано ручкой сверху нижнего пункта)								1000
На отопление, освещение, наем служителей, наем писцов и канцелярские принадлежности								5600
Наем мастеров мастерских (л. 37 об.)								800
Всего				17				56890 (зачеркнуто)

Академией наук была разработана детальная смета строительства и оснащения Обсерватории. В частности, строительство включало в себя:

1. Стоимость постройки Обсерватория (с центральным отоплением) 665 куб. сажень — 73000 руб. (По другому варианту, составленному архитектором, стоимость обсерватории составляет 79000 руб.)

2. Жилой дом 743 куб. саж. — 70000 руб.

3. Службы 10000 руб.

Итого 153000 руб. [21, л. 39 об.]

Всего на строительство, оснащение и поддержание работы обсерватории с 1910 г. до 1916 г. по смете Академии наук планировалось потратить 432750 руб.

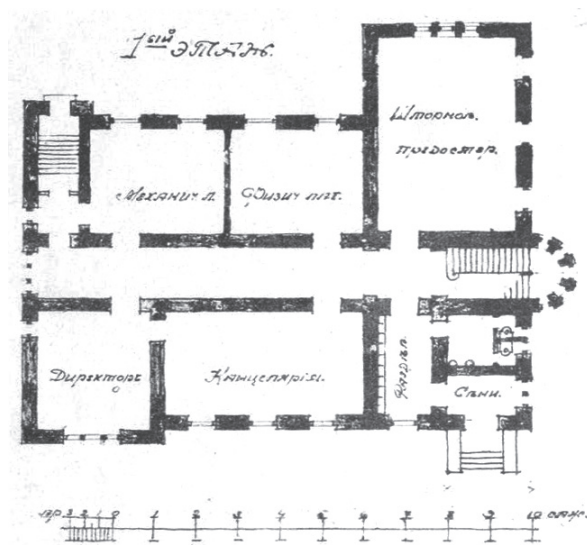


Рис. 1. План 1-го этажа Обсерватории во Владивостоке [21, л. 44]

Fig. 1. The 1st floor plan of the Observatory in Vladivostok [21, l. 44]

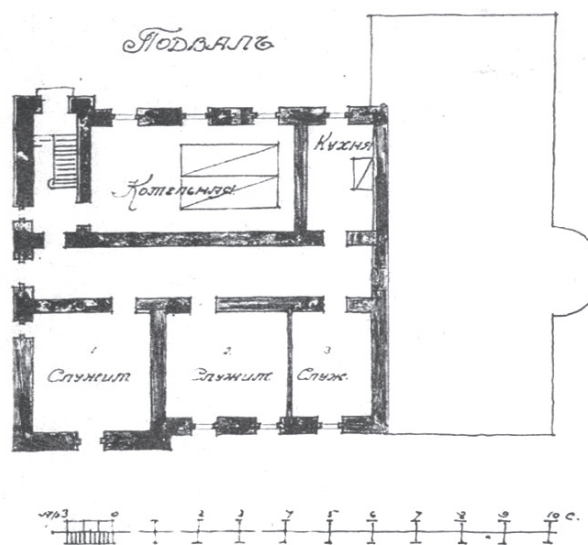


Рис. 2. План подвала Обсерватории во Владивостоке [21, л. 44 об.]

Fig. 2. The basement plan of the Observatory in Vladivostok [21, l. 44 Rev]

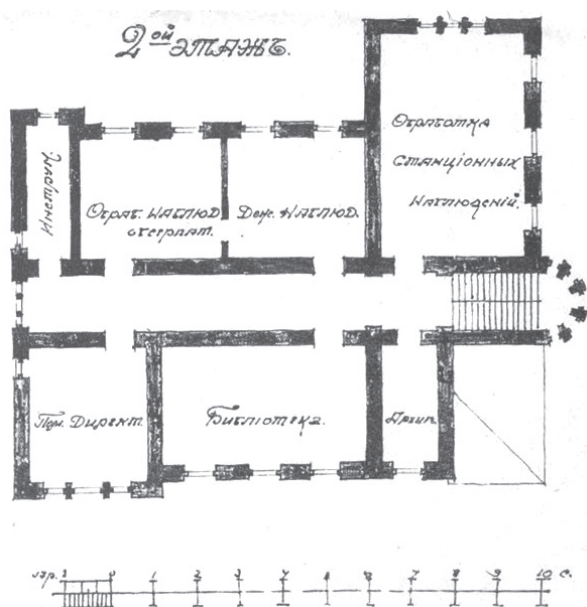


Рис. 3. План 2-го этажа Обсерватории во Владивостоке [21, л. 45]

Fig. 3. The 2nd floor plan of the Observatory in Vladivostok [21, l. 45]

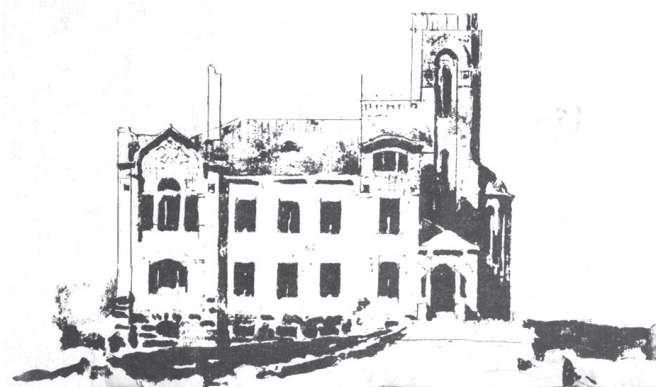


Рис. 4. Общий вид Обсерватории во Владивостоке [21, л. 45 об.]

Fig. 4. General view of the Observatory in Vladivostok [21, l. 45 Rev]

Свою работу обсерватория во Владивостоке начала 6 января 1913 г. Директором обсерватории стал руководитель отдела ежедневного бюллетеня погоды Главной Физической обсерватории в Санкт-Петербурге С.Д. Грибоедов [18, с. 26]. Грибоедов продолжал работать в обсерватории и после революции 1917 г. [16] Однако во время японского присутствия на Дальнем Востоке уехал в Китай и о его дальнейшей судьбе ничего не известно [24].

3. Результаты

Проведенное исследование показало, что обсерватория во Владивостоке стала центральной обсерваторией для ряда магнитно-метеорологических станций Сибири и Дальнего Востока и собрала значительные данные по климату Приморья, а также оказывала существенную поддержку мореплаванию, предупреждая о штормах и тайфунах.

4. Заключение

История российской метеорологии началась в 1725 г. с периодических наблюдений за погодой, проводимых Академией наук. К 1870-м гг. метеорологические исследования в России были поставлены на высокий уровень, а сеть российских магнитно-метеорологических станций и обсерваторий протянулась от Хельсинки (Финляндия) на западе до Килунга (Цзилуна, Тайвань) на востоке. Однако отсутствие финансирования и недостаточное внимание руководства страны к этому вопросу привело к тому, что многие обсерватории и станции закрывались, а те, что остались, пребывали не в лучшем состоянии.

Насущные потребности в строительстве магнитно-метеорологической обсерватории на Дальнем Востоке осознавались в научных кругах и в Морском министерстве еще в 1874 г., но, тем не менее, решение данного вопроса было отложено почти на 40 лет, когда в 1913 г. во Владивостоке была открыта магнитно-метеорологическая обсерватория. Возможными причинами такого большого временного разрыва между началом планирования и строительством стали неразвитость транспортной доступности Дальнего Востока (окончательное соединение Владивостока с Санкт-Петербургом произошло только в 1904 г.), невозможность ассигнования одновременно крупных сумм из Государственного Казначейства (русско-китайская война 1900–1901 гг., русско-японская война 1904–1905 гг.), недостаточное внимание властей к нуждам Дальнего Востока (данный регион рассматривался как рынок сбыта и сырьевой придаток [24]), отсутствие постоянной поддержки со стороны Морского министерства (проект Академии наук от 1896 г. не был поддержан Морским министерством). Тем не менее, усилия в первую очередь Академии наук и Главной Физической обсерватории Академии наук привели к осуществлению данного проекта и ассигнованию значительных средств на строительство обсерватории. Необходимо отметить, что инструментальное оснащение обсерватории было выполнено на высочайшем уровне, проектом были предусмотрены комфортные условия для проживания и работы обслуживающего персонала.

Литература

1. *Cohen Paul A.* History in three keys: the boxers as event, experience, and myth. Columbia: University Press, 1997. 428 p.
2. *Mahony M.* For an Empire of 'all types of climate': Meteorology as an imperial science // *Journal of Historical Geography*. 2016. № 51. P. 29–39. doi:10.1016/j.jhg.2015.11.003
3. *MacKeown P.K.* Early China coast meteorology: The role of Hong Kong. Hong Kong: Hong Kong University Press, 2011. 289 p.
4. *Williamson F.* Weathering the empire: meteorological research in the early British Straits Settlements // *The British Journal for the History of Science*. 2015. V. 48, N3. P. 475–492. doi:10.1017/S000708741500028X
5. *Xue-Zhen Zhang, Quan-Sheng Ge, Xiu-Qi Fang, Jing-Yun Zheng, Jie Fei.* Precipitation variations in Beijing during 1860–1897 AD revealed by daily weather records from the Weng Tong-He Diary // *International Journal of Climatology*. 2013. № 33 (3). P. 568–576. doi:10.1002/joc.3448
6. *Аюшин Н.Б., Калинин В.И., Воробьев С.А., Гаврилкин Н.В.* Крепость Владивосток. СПб.: Остров, 2001. 264 с.
7. *Беспалов Д.П., Плешкова Е.И.* Павловская магнитно-метеорологическая обсерватория — экспериментальная база Главной Физической Обсерватории (к 130-летию со дня образования) // *Труды Главной Геофизической Обсерватории им. А.И. Воейкова*. 2008. № 558. С. 252–262.
8. *Горелов Ю.П.* Последние месяцы русско-японской войны (1904–1905 гг.). Портсмутский мир // *Вестник Кемеровского государственного университета*. 2012. № 4 (1). С. 36–39.
9. Дополнение ко Второму Полному Собранию Законов Российской империи. Ч. 1: Законы 1825–1843 гг. СПб.: Типогр. II Отделения Собственной Его Императорского Величества Канцелярии. 1855. 1250 с.

10. Кадырбаев А.Ш. Документы РГА ВМФ о политике российской империи в Китае и на Тихом океане. 1857–1898 годы // Восточный архив. 2012. № 2 (26). С. 22–28.
11. Казанцев В.П., Салогуб Я.Л. Занятие Порт-Артура и первые мероприятия российской власти на Квантунском полуострове 1898–1899 гг. // Известия Российского государственного педагогического университета им. А.И. Герцена. 2011. № 132. С. 39–49.
12. Лалетин Е.В. Царская Россия на Дальнем Востоке. Электронный ресурс. URL: <https://proza.ru/2017/05/13/1196> (дата обращения 15.01.2022).
13. Манько Ю.И. История лесных сообществ на российском Дальнем Востоке // Вестник ДВО РАН. 2008. № 3. С. 125–130.
14. Непомнин О.Е. История Китая: Эпоха Цин. XVII — начало XX века. М.: Восточная литература, 2005. 712 с.
15. Пермские губернские ведомости. 1900. № 27. С. 1–2.
16. Позняк Т.З. Жилищный кризис во Владивостоке в годы Гражданской войны: как учитель Унженин и директор метеорологической обсерватории Грибоедов из-за квартиры боролись // История: факты и символы. 2018. № 3 (16). С. 54–65.
17. Полянская Е.А. Синоптические процессы Восточной Сибири и Дальнего Востока. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 2011. 48 с.
18. Померанец К.М. Несчастья невыхских берегов. Из истории петербургских наводнений. М.: Центрполиграф, 2009. 432 с.
19. Российский государственный архив Военно-Морского флота (далее — РГА ВМФ). Ф. 410. Оп. 2. Д. 4305.
20. РГА ВМФ. Ф. 404. Оп. 4. Д. 98.
21. РГА ВМФ. Ф. 404. Оп. 4. Д. 201.
22. Санкт-Петербургский филиал архива Академии наук (далее — СПбФ АРАН). Ф. 2. Оп. 1–1871. Д. 622.
23. Святский Д.О., Кладо Т.Н. Занимательная метеорология. Л.: Кооперативное издательство «Время», 1934. 322 с.
24. Смирнов В.Г. Академик М.А. Рыкачев и развитие геофизики в России. СПб.: Нестор-История, 2014. 600 с.
25. Смирнов В.Г. Академик М.А. Рыкачев и развитие геофизики в России // Записки Общества изучения Амурского края. Т. XLI. 2013. С. 15–20.
26. Феклова Т.Ю. Возвращение имени Г.А. Фритше — организатор метеорологических станций в Сибири // Вестник Томского государственного университета. История. 2020. № 65. С. 190–194. doi:10.17223/19988613/65/24
27. Шуковская Ю.П. Обзоры архивных фондов ГКУ «Государственный архив Приморского края». 2013. Электронный ресурс. URL: <http://relocation.pgpb.ru/overview/gapk.html> (дата обращения: 19.12.2020).

References

1. Cohen Paul A. History in three keys: the boxers as event, experience, and myth. Columbia, University Press, 1997. 428 p.
2. Mahony M. For an Empire of 'all types of climate': Meteorology as an imperial science. *Journal of Historical Geography*. 2016, 51, 29–39. doi:10.1016/j.jhg.2015.11.003
3. MacKeown P.K. Early China coast meteorology: The role of Hong Kong. Hong Kong. Hong Kong University Press. 2011. 289 p.
4. Williamson F. Weathering the empire: meteorological research in the early British Straits Settlements. *The British Journal for the History of Science*. 2015, 48, 3, 475–492. doi:10.1017/S000708741500028X
5. Xue-Zhen Zhang, Quan-Sheng Ge, Xiu-Qi Fang, Jing-Yun Zheng, Jie Fei. Precipitation variations in Beijing during 1860–1897 AD revealed by daily weather records from the Weng Tong-He Diary. *International Journal of Climatology*. 2013, 33 (3), 568–576. doi:10.1002/joc.3448
6. Ayushin N.B., Kalinin V.I., Vorob'ev S.A., Gavrilkin N.V. The Fortress of Vladivostok. St. Petersburg, Ostrov. 2001. 264 p. (In Russian)
7. Bespalov D.P., Pleshkova E.I. Pavlovskaya magneto-meteorological Observatory-experimental base of the Main Physical Observatory (to the 130th anniversary of its formation). *Trudy Glavnoi Geofizicheskoi Observatorii*. 2008, 558, 252–262 (In Russian).
8. Gorelov Yu.P. The last months of the Russian-Japanese war (1904–1905). Portsmouth peace treaty. *Vestnik Kemerovskogo Gosudarstvennogo Universiteta*. 2012, 4 (1), 36–39 (In Russian).
9. Supplement to the Second Complete Collection of Russian Empire's Laws. Part 1: Laws of 1825–1843. St. Petersburg: II Department of His Imperial Majesty's Own Chancery. 1855. 1250 p.
10. Kadyrbaev A. Sh. Documents of the RGA of the Navy about the Russian Empire's policy in China and the Pacific Ocean. 1857–1898 years. *Vostochnyi Arkhiv*, 2012, 2 (26), 22–28 (In Russian).

11. Kazantsev V.P., Salogub Ya.L. The occupation of Port Arthur and the first events of the Russian government on the Kwantung Peninsula in 1898–1899. *Izvestiya Rossiyskogo Gosudarstvennogo Pedagogicheskogo Universiteta im. A.I. Gertsena*. 2011, 132, 42, 39–49 (In Russian).
12. Laletin E.V. Tsarist Russia in the Far East. URL: <https://proza.ru/2017/05/13/1196> (Accessed 15.01.2022).
13. Man'ko Yu.I. History of forest communities in the Russian Far East. *Vestnik DVO RAN*. 2008, 3, 125–130 (In Russian).
14. Nepomnin O.E. History of China: Qing Epoch. XVII — beginning of XX century. *Vostochnaia Literatura*, Moscow, 2005, 712 p. (In Russian).
15. *Perm's Gubernskie Vedomosti*. 1900, 27, 1–2 (In Russian).
16. Pozniak T.Z. Housing crisis in Vladivostok during the Civil War: how the teacher Unzhenin and the director of the meteorological observatory Griboyedov fought because of the apartment. *Istoriia: fakty i simvoly*. 2018, 3 (16), 54–65 (In Russian).
17. Polyanskaya E.A. Synoptic processes of Eastern Siberia and the Far East. Saratov. *Saratovskii Universitet*. 2011, 48 p. (In Russian).
18. *Pomeranets K.M.* Misfortunes of the Neva River. From the history of St. Petersburg floods. Moscow, *Tsentropoligraf*, 2009, 432 p. (In Russian).
19. Russian state archive of the Navy (RSNA). F. 410. Op. 2. D. 4305 (In Russian).
20. RSNA. F. 404. Op. 4. D. 98. (In Russian).
21. RSNA. F. 404. Op. 4. D. 201. (In Russian).
22. St. Petersburg branch of the archive of the Academy of Sciences (SPbF ARAN). F. 2. Op. 1–1871. D. 622. (In Russian).
23. Svyatskij D.O., Klado T.N. Entertaining meteorology. Leningrad, *Kooperativnoe izdatel'stvo «Vremya»*, 1934. 322 p. (In Russian).
24. Smirnov V.G. Academician M.A. Rykachev and the development of geophysics in Russia. St. Petersburg, *Nestor-Istoriya*, 2014. 600 p. (In Russian).
25. Smirnov V.G. Academician M.A. Rykachev and the development of geophysics in Russia. *Notes of the Society for the Study of the Amur Region*. 2013, vol. XLI, 15–20 (In Russian).
26. Feklova T. Yu. The name's return. G.A. Fritsche — the founder of meteorological stations in Siberia. *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta. Istoriia*. 2020, 65, 190–194 (In Russian). doi:10.17223/19988613/65/24
27. Shhukovskaya Yu.P. Reviews of archival funds of the GKU “State Archive of Primorsky Krai”. 2013. URL: <http://relocation.pgpb.ru/overview/gapk.html> (Accessed: 19.12.2020).