

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ
THE RUSSIAN FEDERAL SERVICE ON HYDROMETEOROLOGY
AND ENVIRONMENTAL PROTECTION



ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
THE STATE SCIENTIFIC CENTER OF THE RUSSIAN FEDERATION
THE ARCTIC AND ANTARCTIC RESEARCH INSTITUTE



ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

Problemy Arktiki i Antarktiki

Том 66, № 4, 2020

ARCTIC AND ANTARCTIC RESEARCH

Volume 66, No 4, 2020

Санкт-Петербург
2020
Saint Petersburg

Журнал продолжает основанное в 1937 г. периодическое издание «Проблемы Арктики».

Выходит 4 раза в год. ISSN 0555-2648 (Print), ISSN 2618-6713 (Online)

Журнал издается под научно-методическим руководством Отделения наук о Земле РАН

Префикс DOI: 10.30758



Журнал публикует новые результаты комплексных исследований полярных областей Земли в области океанологии, метеорологии, климатологии, гидрологии, гляциологии, ледоведения, гидрохимии, палеогеографии, биологии и экологии полярных регионов, проблем экономической и социальной безопасности Арктики.

СОСТАВ РЕДКОЛЛЕГИИ:

**Главный редактор — чл.-корр. РАН, д-р геогр. наук И.Е. Фролов,
научный руководитель ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия**

Заместители главного редактора:

д-р физ.-мат. наук **В.В. Иванов** (Санкт-Петербург, Россия), чл.-корр. РАН **В.Д. Каминский** (Санкт-Петербург, Россия),
канд. геогр. наук **В.Я. Липенков** (Санкт-Петербург, Россия), академик РАН **Г.Г. Матишов** (Ростов-на-Дону, Россия),
д-р физ.-мат. наук **Л.А. Тимохов** (Санкт-Петербург, Россия)

Члены редколлегии:

д-р геогр. наук **Г.В. Алексеев** (Санкт-Петербург, Россия)
канд. физ.-мат. наук **Л.П. Бобылев** (Санкт-Петербург, Россия)
чл.-корр. РАН **Н.Б. Вахтин** (Санкт-Петербург, Россия)
проф. **Т. Вихма** (Хельсинки, Финляндия)
д-р геогр. наук **М.Н. Григорьев** (Якутск, Россия)
д-р биол. наук **С.Г. Денисенко** (Санкт-Петербург, Россия)
д-р **Д.В. Дивин** (Тромсё, Норвегия)
чл.-корр. РАН **С.А. Добролюбов** (Москва, Россия)
д-р физ.-мат. наук **В.М. Катцов** (Санкт-Петербург, Россия)
д-р физ.-мат. наук **Б.В. Козлов** (Мурманск, Россия)
академик РАН **В.М. Котляков** (Москва, Россия)
д-р геол.-минерал. наук **Г.И. Лейченко** (Санкт-Петербург, Россия)
проф. **М. Леппаранта** (Хельсинки, Финляндия)
канд. техн. наук **В.А. Лихоманов** (Санкт-Петербург, Россия)
академик НАН **В.Ф. Логинов** (Минск, Беларусь)
д-р геогр. наук **А.С. Макаров** (Санкт-Петербург, Россия)
д-р геогр. наук **В.Н. Малинин** (Санкт-Петербург, Россия)

д-р физ.-мат. наук **А.П. Макштас** (Санкт-Петербург, Россия)
проф. **А.В. Марченко** (Лонгйир, Норвегия)
д-р геогр. наук **Е.У. Миронов** (Санкт-Петербург, Россия)
д-р геогр. наук **А.Ю. Прошутинский** (Вудс-Хоул, США)
академик РАН **О.Н. Пугачев** (Санкт-Петербург, Россия)
канд. геогр. наук **В.Ф. Радионов** (Санкт-Петербург, Россия)
проф. **Д. Райно** (Гренобль, Франция)
д-р физ.-мат. наук **В.А. Рожков** (Санкт-Петербург, Россия)
академик РАН **В.А. Румянцев** (Санкт-Петербург, Россия)
д-р техн. наук **К.Е. Сазонов** (Санкт-Петербург, Россия)
д-р техн. наук **К.Г. Ставров** (Санкт-Петербург, Россия)
проф. **Й. Тиде** (Германия)
чл.-корр. РАН **А.А. Тишков** (Москва, Россия)
д-р физ.-мат. наук **О.А. Трошичев** (Санкт-Петербург, Россия)
чл.-корр. РАН **Н.Н. Филатов** (Петрозаводск, Россия)
д-р геогр. наук **К.В. Чистяков** (Санкт-Петербург, Россия)

Ответственный секретарь — канд. биол. наук **И.А. Алехина**

Литературный редактор — **Е.В. Миненко**

Оригинал-макет и подготовка к печати: **А.А. Меркулов**. Англоязычное редактирование: **Д.Г. Хвостенко**.

Свидетельство о регистрации печатного издания ПИ № ФС 77-73644 от 7 сентября 2018 г.

Свидетельство о регистрации сетевого издания ЭЛ № ФС 77-73287 от 20 июля 2018 г.

Выданы Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций

Журнал включен в перечень рецензируемых научных изданий ВАК, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученых степеней доктора и кандидата наук. Журнал публикует статьи по научным специальностям ВАК 25.00.25, 25.00.27, 25.00.28, 25.00.29, 25.00.30, 25.00.31.

Адрес редакции журнала «Проблемы Арктики и Антарктики»:

199397 Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38.

Тел. +7(812) 416-4251, e-mail: aaresearch@aaari.ru

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт.

Сайт журнала: <https://www.aaresearch.science>

Подписной индекс издания в каталоге «Газеты. Журналы» ОАО «Агентство Роспечать»
48657 – на полгода

© ГНЦ РФ ААНИИ, 2020; © Росгидромет, 2020.

The journal continues the series of "Arctic Research", founded in 1937.
Four issues per year. ISSN 0555-2648 (Print), ISSN 2618-6713 (Online)
The journal is published under the scientific and methodological guidance of the Earth Sciences Division
of the Russian Academy of Sciences

DOI-prefix: 10.30758



The Journal publishes new findings of studies of the Earth polar regions in oceanology, meteorology, climatology, hydrology, glaciology, hydrochemistry, paleogeography, biology and ecology of the polar regions, and on the problems of economic and social security in the Arctic.

EDITORIAL BOARD:

Editor-in-Chief – Ivan E. Frolov

**corresponding member of the Russian Academy of Sciences, Dr of Sci. (Geography),
AARI Research Supervisor, St. Petersburg, Russia**

Deputy of the Editor-in-Chief:

Vladimir V. Ivanov, Dr. of Sci. (Geography), Moscow, Russia;
Valery D. Kaminsky, RAS corr. member, Dr. of Sci. (Geology and mineralogy), St. Petersburg, Russia;
Vladimir Ya. Lipenkov, Cand. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia;
Genady G. Matishov, academician, Dr. of Sci. (Geography), Rostov on the Don;
Leonid A. Timokhov, Dr. of Sci. (Physics and mathematics), St. Petersburg, Russia.

Members of the editorial board:

Genrikh V. Alekseev , Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia	Valery N. Malinin , Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia
Leonid P. Bobylev , Cand. of Sci. (Physics and mathematics) St. Petersburg, Russia	Alexey V. Marchenko , Dr. of Sci. (Physics and mathematics), Longyearbyen, Norway
Kirill V. Chistyakov , Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia	Evgeny U. Mironov , Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia
Stanislav G. Denisenko , Dr. of Sci. (Biology), St. Petersburg, Russia	Andrey Yu. Proshutinsky , Dr. of Sci. (Geography), Woods Hole, USA
Dmitry V. Divine , Cand. of Sci. (Geography), Tromsø, Norway	Oleg N. Pugachev , academician, Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia
Sergey A. Dobrolyubov , RAS corr. member, Dr. of Sci. (Geography), Moscow, Russia	Vladimir F. Radionov , Cand. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia
Nikolay N. Filatov , RAS corr. member, Dr. of Sci. (Geography), Petrozavodsk, Russia	Dominique Raynaud , Prof. emer., Grenoble, France
Mikhail N. Grigoriev , Dr. of Sci. (Geography), Yakutsk, Russia	Valentin A. Rozhkov , Dr. of Sci. (Physics and mathematics), St. Petersburg, Russia
Vladimir M. Kattsov , Dr. of Sci. (Physics and mathematics), St. Petersburg, Russia	Vladislav A. Rumiantsev , academician, Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia
Vladimir M. Kotlyakov , academician, Dr. of Sci. (Geography), Moscow, Russia	Kirill E. Sazonov , Dr. of Sci. (Technology), St. Petersburg, Russia
Boris V. Kozelov , Dr. of Sci. (Physics and mathematics), Murmansk, Russia	Konstantin G. Stavrov , Dr. of Sci. (Technology), St. Petersburg, Russia
German L. Leitchenkov , Dr. of Sci. (Geology and mineralogy), St. Petersburg, Russia	Jörn Tiede , Prof., Bremerhaven, Germany
Matti Leppäranta , Ph.D. (Geography), Prof. emer., Helsinki, Finland;	Arkady A. Tishkov , RAS corr. member, Dr. of Sci. (Geography), Moscow, Russia
Vladimir A. Likhomanov , Cand. of Sci. (Technology, P.E.), St. Petersburg, Russia	Oleg A. Troshichev , Dr. of Sci. (Physics and mathematics), St. Petersburg, Russia
Vladimir F. Loginov , academician, Dr. of Sci. (Geography), Minsk, Belarus	Nikolay B. Vakhtin , corr. member, Dr. of Sci. (Linguistics); St. Petersburg, Russia
Alexander S. Makarov , Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia	Timo Vihma , Prof., Helsinki, Finland

Executive Secretary – **Irina A. Alekhina**

Literary Editor – **Elena V. Minenko**

Original layout and preparation for printing: **Alexander A. Merkulov**. English language editor: **Dmitry G. Khvostenko**.

Registration Certificate for the print publishing ПИ № ФЦ 77-73644 of September 7, 2018.

Registration Certificate for the web publishing ЭЛ № ФЦ 77-73287 of July 20, 2018.

Issued by the Federal Service for Supervision of Communications, Information Technology, and Mass Media

The Journal is licenced and indexed by the Supreme Certification Commission in Moscow (VAK). The Journal publishes papers on the next scientific specialties of the Supreme Certification Commission: 25.00.25, 25.00.27, 25.00.28, 25.00.29, 25.00.30, 25.00.31.

Contacts:

199397 Saint Petersburg, Bering str, 38; phone: +7 (812) 416-4251; e-mail: aaresearch@aari.ru.
State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute
<https://www.aaresearch.science>

Subscription index of the journal in the Agency Rospechat OJSC catalog "Newspapers. Journals"
48657 – for half a year

© SSC RF AARI, 2020; © Roshydromet, 2020.

СОДЕРЖАНИЕ

ОКЕАНОЛОГИЯ

Е.А. Чернявская, Л.А. Тимохов, В.Ю. Картий, С.Ю. Малиновский.
Межгодовая изменчивость характеристик поверхностного слоя
и галоклина Арктического бассейна 404

С.В. Клячкин, Р.Б. Гузенко, Р.И. Май. Статистические особенности
экстремального дрейфа льда юго-западной части Карского моря,
полученные по результатам модельных расчетов..... 427

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

И.И. Мохов. Особенности современных изменений климата в Арктике
и их последствий..... 446

ГИДРОЛОГИЯ СУШИ И ГИДРОХИМИЯ

А.А. Пискун. Критические уровни летней межени на устьевых участках рек
Обско-Тазовского региона..... 463

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ

А.Н. Верес, А.А. Екайкин, В.Я. Липенков, А.В. Туркеев, Т.В. Ходжер.
Первые данные о климатической изменчивости в районе ст. Восток
(Центральная Антарктида) за последние 2000 лет
по результатам изучения снежно-фирнового керна..... 482

ЛЕДОТЕХНИКА

К.Е. Сазонов, А.А. Симакина, О.Я. Тимофеев. Изгиб ледяного поля
под действием момента 501

ПРИКЛАДНЫЕ ПРОБЛЕМЫ

*А.В. Чернов, П.В. Максимова, В.А. Лихоманов, И.А. Свистунов, Н.А. Крупина,
А.В. Савицкая.* Методика формирования архитектуры системы мониторинга
ледовых нагрузок для ледостойкой самодвижущейся платформы 515

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

*Н.М. Кокрятская, В.П. Шевченко, К.В. Титова, Е.А. Вахрамеева, Р.А. Алиев,
В.А. Григорьев, Л.А. Савельева, Ф.Е. Максимов, В.Ю. Кузнецов.* Ранний
диагенез донных осадков пресноводных озер острова Вайгач 534

CONTENTS

OCEANOLOGY

- E.A. Cherniavskaia, L.A. Timokhov, V.Y. Karpiy, S.Y. Malinovskiy.* Interannual variability of parameters of the Arctic Ocean surface layer and halocline..... 404
- S.V. Klyachkin, R.B. Guzenko, R.I. May.* Statistical results of the numerical model of sea ice drift extremes in the south-western part of the Kara Sea..... 427

ATMOSPHERE AND HYDROSPHERE PHYSICS

- I.I. Mokhov.* Features of modern climate changes in the Arctic and their consequences 446

LAND HYDROLOGY AND HYDROCHEMISTRY

- A.A. Piskun.* Critical levels of the summer season in the mouth areas of the rivers of the Ob-Taz region 463

GLACIOLOGY AND CRYOLOGY OF THE EARTH

- A.N. Veres, A.A. Ekaykin, V.Ya. Lipenkov, A.V. Turkeev, T.V. Khodzer.* First data on the climate variability in the vicinity of Vostok Station (central Antarctica) over the past 2,000 years based on the study of a snow-firn core..... 482

ICE TECHNOLOGY

- K.E. Sazonov, A.A. Simakina, O.Ya. Timofeev.* Ice field bending due to moment action..... 501

APPLIED PROBLEMS

- A.V. Chernov, P.V. Maksimova, V.A. Likhomanov, I.A. Svistunov, N.A. Krupina, A.V. Savitskaya.* Methodology for developing the configuration of an ice load monitoring system for an ice-resistant self-propelled drifting platform 515

GEOLOGY AND GEOPHYSICS

- N.M. Kokryatkaya, V.P. Shevchenko, K.V. Titova, E.A. Vakhrameeva, R.A. Aliev, V.A. Grigoriev, L.A. Savelieva, F.E. Maksimov, V.Yu. Kuznetsov.* Early diagenesis of bottom sediments of freshwater lakes of the Vaygach island 534

ОКЕАНОЛОГИЯ
OCEANOLOGY

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-404-426>

УДК 551.465.41(268.4)



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК
ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ И ГАЛОКЛИНА
АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

Е.А. ЧЕРНЯВСКАЯ*, Л.А. ТИМОХОВ, В.Ю. КАРПИЙ, С.Ю. МАЛИНОВСКИЙ
ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

*cherni_ka@mail.ru

Резюме

В связи с уменьшением площади ледяного покрова верхний слой Северного Ледовитого океана в последние годы стал более доступен для непосредственного влияния ветра и солнечной радиации. В данной статье особое внимание уделяется исследованию реакции верхнего слоя на изменения условий окружающей среды и вероятных механизмов проявления данных изменений в изменчивости состояния верхнего слоя. Был проанализирован массив океанологических данных за зимний период 1950–2013 гг., произведен расчет толщины и солёности верхнего перемешанного слоя, а также толщины и солёности слоя галоклина. На основе уравнений линейной регрессии были получены статистические модели связи перечисленных параметров верхнего слоя с различными факторами окружающей среды, такими как индексы атмосферной циркуляции, водообмен с соседними океанами, речной сток и ледовые процессы.

Ключевые слова: галоклин, линейная регрессия, перемешанный слой, солёность, толщина галоклина, толщина перемешанного слоя.

Для цитирования: Чернявская Е.А., Тимохов Л.А., Карпий В.Ю., Малиновский С.Ю. Межгодовая изменчивость характеристик поверхностного слоя и галоклина Арктического бассейна // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. №. 4. С. 404–426. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-404-426>.

Поступила 10.08.2020

После переработки 30.09.2020

Принята 05.10.2020

INTERANNUAL VARIABILITY OF PARAMETERS
OF THE ARCTIC OCEAN SURFACE LAYER AND HALOCLINE

EKATERINA A. CHERNIAVSKAIA*, LEONID A. TIMOKHOV, VALERIY Y. KARPIY,
STANISLAV Y. MALINOVSKIY

State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute,
St. Petersburg, Russia

*cherni_ka@mail.ru

Summary

As the area of the sea ice cover has considerably reduced in the recent years, the Arctic Ocean surface layer has become more exposed to the effect of atmospheric processes. In order to evaluate the influence of the new conditions on the surface layer state, a large array of winter oceanographic data was used to calculate the Arctic Ocean mixed layer thickness and salinity along with the thickness and salinity of the halocline layer for the 1950–2013 period. Analysis of the interannual variability of the surface layer parameters listed has shown that the mixed layer thickness has increased in recent years, from 30–35 m in 1950–70s to 40–44m in 1980–2000s. The halocline thickness, conversely, has decreased from 65m in 1950–90s to 50 in the 2000s. At the same time, mixed layer salinity and the salinity of the halocline layer has become lower in the 2000s by about 0,5 ‰ compared with 1950–90s. Three periods with distinctive configurations of the fields of the surface layer parameters have been identified. These quasi-20-year periods correspond to different climatic stages with different regimes of the atmospheric circulation. However, this is certainly not the only cause of the changes that occur in the surface layer condition. To reveal other causes of these changes, statistical methods were used to analyze the time series of the Arctic Ocean surface layer parameters. Linear regression equations allowed us to find out that the variability of the mixed layer thickness and salinity is almost equally determined by changes of the atmospheric circulation and fluctuations of the water exchange with the neighboring oceans along with river runoff and ice processes. At the same time, the thickness and salinity of the halocline layer strongly correlate with mixed layer parameters and, as there is no direct contact with the atmosphere, their variability is determined mostly by the mixed layer condition and the underlying Atlantic waters.

Keywords: Arctic Ocean, halocline, layer thickness, mixed layer, salinity, statistical model.

For Citation: Cherniavskaia E.A., Timokhov L.A., Karpiy V.Y., Malinovskiy S.Y. Interannual variability of parameters of the Arctic Ocean surface layer and halocline. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (4): 404–426. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-404-426>.

Received 10.08.2020

Revised 30.09.2020

Accepted 05.10.2020

ВВЕДЕНИЕ

Арктический поверхностный слой и подстилающий его пикноклин, который в Арктическом бассейне (АБ) зависит от распределения солёности, являются важными компонентами термохалинной структуры Северного Ледовитого океана (СЛО) и основными элементами в цепи взаимодействия океан — ледяной покров — атмосфера. Роль поверхностного слоя и пикноклина, который в АБ совпадает с галоклином, отмечена в ряде российских и зарубежных публикаций [1, 2]. Состояние поверхностного слоя (квазигомогенного слоя, подледного перемешанного слоя) оказывает влияние на поток тепла от океана в атмосферу через ледяной покров и во многом определяет тепловой баланс поверхности СЛО. Именно с его толщиной, термохалинными характеристиками и характеристиками подстилающего галоклина связывают образование и устойчивость ледяного покрова СЛО [3–5]. Оценки параметров поверхностного слоя и галоклина важны для валидации крупномасштабных климатических моделей и улучшения моделирования арктической системы атмосфера — лед — океан.

Происхождение вод поверхностного слоя рассматривалось во многих исследованиях [4, 6–7]. По современным представлениям, поверхностный слой формируется из вод речного стока, атмосферных осадков и вод атлантического и тихоокеанского происхождения. По различным оценкам [7, 8–9] толщина перемешанного слоя в зимний период составляет до 70 метров в приатлантической части СЛО и около 30 м в притихоокеанской. Данный слой также характеризуется пониженной солёностью (26–33 ‰) и температурой, близкой к точке замерзания в осенне-зимний

период [9]. Наряду с разнообразием оценок толщины слоя, существует также множество способов ее определения [10], что может создавать определенные трудности в сопоставлении результатов различных исследований.

Слой пикноклина (галоклина), или промежуточный слой по терминологии Е.Г. Никифорова [11], в приатлантической части АБ формируется как фронтальная зона между поверхностным более распресненным слоем и солеными и теплыми атлантическими водами [12]. На большей части АБ пикноклин включает тихоокеанские воды летнего и зимнего происхождения (адвективные воды) и холодные и осолоненные за счет ледообразования воды, которые образуются зимой на периферии акватории бассейна (эндемичные воды).

Значительное сокращение площади ледяного покрова в летний период в начале текущего столетия [13–15] стало причиной того, что поверхностный слой стал более доступным для непосредственного воздействия ветра и солнечной радиации. Такое изменение условий окружающей среды не могло не сказаться на термохалинной структуре поверхностного слоя, которая в последние годы действительно претерпела значительные изменения [16–17]. Среди макромасштабных изменений выделяется аномальное распреснение верхнего перемешанного слоя Американо-Северного суббассейна с 2005–2007 гг., не наблюдавшееся в таких масштабах за всю историю наблюдений с 1950-х гг. [18–19]. Наблюдения также показывают прогрессирующее ослабление галоклина в Евразийском суббассейне, начавшееся с 1970-х гг. [20–22].

Целью настоящей работы является анализ макромасштабной структуры поверхностного слоя и галоклина, а главное — уточнение причин и получение оценок межгодовой изменчивости состояния перемешанного слоя и галоклина Арктического бассейна. В статье приведены основные, по мнению авторов, факторы, влияющие на межгодовую изменчивость состояния поверхностного слоя с оценками вкладов каждого фактора в формирование данной изменчивости. Важным пунктом работы является рассмотрение географии и климатической изменчивости совместно и перемешанного слоя, и слоя галоклина.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Данные наблюдений показывают, что решающими для состояния АБ являются зимние характеристики вертикального распределения термохалинных элементов поверхностного слоя и галоклина, устойчиво сохраняющиеся в течение года: сезонный термоклин не оставляет выраженных следов своего влияния в основной картине термохалинных полей Арктического бассейна [11]. Поэтому в данном исследовании были использованы океанологические данные, собранные в АБ в зимний период (март–май). Из базы данных ААНИИ [23] было отобрано более 9000 вертикальных профилей, выполненных в период 1950–1993 гг. Измерения на этих станциях проводились на стандартных горизонтах (5, 10, 25, 50, 75, 100, 150, 200, 250, 300, 400, 500 м и далее через каждые 500 м до дна). Из данных наблюдений за период 2007–2013 гг. было отобрано 14600 станций с вертикальным разрешением 1 м, поскольку эти станции были выполнены методом зондирования с помощью СТД- и ХСТД-зондов. В связи с малочисленностью натурных данных за период 1994–2006 гг. для заполнения пробела были использованы данные модели ECCO2 [24].

Океанографические данные были интерполированы в узлы регулярной сетки с разрешением 200×200 км и на стандартные горизонты [25]. Итоговая сетка включает 131 узел и покрывает глубоководную (с глубинами более 50 м) часть Северного

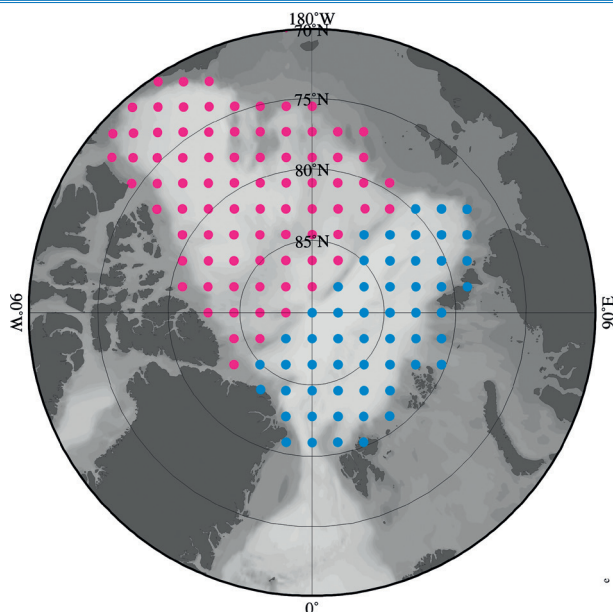


Рис. 1. Рабочая сетка. Всего 131 узел с пространственным разрешением 200×200 км. Красные точки принадлежат Амеразийскому суббассейну, синие — Евразийскому

Fig. 1. Working grid. 131 nodes in total with a spatial resolution of 200×200 km. The red dots belong to the Amerasian basin, the blue dots belong to the Eurasian basin

Ледовитого океана (рис. 1). Поскольку исходные данные 1950–1993 гг. преимущественно представляли собой измерения температуры и солёности на стандартных горизонтах, т. е. имели дискретный характер, то для более точного определения параметров поверхностного слоя и галоуклина производилась реконструкция вертикальных профилей с помощью модифицированной параметрической модели [26]. Модель представляет собой комбинацию двух экспоненциальных кривых с условием склейки величины солёности и вертикального градиента в слое наибольшего изменения солёности (в слое скачка солёности), которая после подстановки в модель известных значений солёности на стандартных горизонтах даёт аналитическую кривую для конкретного вертикального профиля солёности [27].

В качестве признака нижних границ поверхностного слоя и галоуклина нами выбраны точки перелома генерального хода солёности с глубиной (экстремумы второй производной от солёности по глубине), как это было принято в [27]. Первый перелом (первый максимум второй производной от солёности по глубине) весьма чётко отделяет поверхностный слой [1]. Второй перелом хода солёности (второй экстремум второй производной от солёности по глубине) определяет нижнюю границу галоуклина [11]. По полученным с помощью модели профилям были рассчитаны толщина и средняя солёность перемешанного слоя, а также толщина и средняя солёность галоуклина в зимний период в узлах регулярной сетки.

В работе использовались индексы атмосферной циркуляции Арктическое колебание (Arctic Oscillation, AO) и Арктический диполь (Arctic Dipole, AD), представляющие собой разложение приземного атмосферного давления от широты 60° с. ш. до полюса по эмпирическим ортогональным функциям (Empirical Orthogonal Function,

EOF), выполненные М. Janout [28] и любезно предоставленные авторам при персональном обращении. Индекс АО воспроизводит ситуации повышения или понижения атмосферного давления над Арктикой, отображая интенсификацию широтного обмена. Индекс АД отображает интенсификацию меридионального обмена. Данные об индексах Североатлантического колебания (North Atlantic Oscillation, NAO), Атлантического мультideкадного колебания (Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO) и Тихоокеанского декадного колебания (Pacific Decadal Oscillation, PDO) были взяты из <https://www.esrl.noaa.gov/psd/>. Индекс Северо-Тихоокеанского колебания (Pacific/North American index, PNA) взят из http://research.jisao.washington.edu/data_sets/pna/. Поступление пресных вод сибирских рек в Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря до 1993 г. приведено в [29], для последних лет данные были взяты из <http://rims.unh.edu/data/station/list.cgi?col=4> и дополнены расчетами. Площадь чистой воды в арктических морях в сентябре (OW) рассчитывалась как разница общей площади моря за вычетом площади, покрытой льдом. Данные площади льда в арктических морях в сентябре были взяты из <http://www.aari.ru/projects/ECIMO/index.php>. Сведения о суммарной площади льдов в августе в западной части Арктики (IceW), включающей Гренландское, Баренцево и Карское моря, и в восточной части Арктики (IceE), включающей моря Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское, до 2005 г. любезно предоставили авторы монографии [13], а для последних лет были вычислены с использованием информации на сайте <http://www.aari.nw.ru/projects/ECIMO>.

Температура воды на разрезе «Кольский меридиан» (параметр «Баренц») взята из [30]. Данные по водообмену между СЛО и Тихим океаном через Берингов пролив (параметр «Беринг») взяты из [31–32]. Данные о толщине, средней температуре и солёности атлантического слоя $H_{Atl}A$, $H_{Atl}E$; $T_{Atl}A$, $T_{Atl}E$; $S_{Atl}A$, $S_{Atl}E$ для Амеразийского (индекс А) и Евразийского (индекс Е) суббассейнов были любезно предоставлены авторами статьи [33], в которой описана процедура расчета этих характеристик с использованием данных измерений температуры и солёности океанографической базы ААНИИ.

Расчеты статистических характеристик и выполнение мульти-регрессионного анализа производились в программном пакете Statistica [34].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Пространственное распределение характеристик поверхностного слоя и галоклина

Анализ построенных полей толщины и солёности верхнего слоя позволяет установить следующие географические особенности климатического распределения их характеристик. Наименьшие толщины подледного поверхностного слоя 15–30 м располагаются широкой зоной от островов Северная Земля на восток вдоль материкового склона и далее к морю Бофорта в области значительного распреснения поверхностного слоя материковым стоком. Малые толщины слоя до 40 м отмечаются в проливе Фрама и к северу от Шпицбергена в районе погружения атлантических вод. Наибольшие толщины перемешенного слоя до 60 м наблюдаются к северу от Гренландии, при этом изолиния 60 м вытягивается от Северного полюса до Гренландии вдоль трансарктического потока (рис. 2а). Изменчивость толщины слоя наибольшая в районе к северо-востоку от пролива Фрама, к северу от проливов

Канадского Арктического архипелага и на южной границе антициклонического круговорота вод и льдов к северу от Аляски и о. Врангеля (рис. 2б), где среднее квадратическое отклонение достигает более ± 25 м. Наименьшие колебания толщины слоя около ± 5 м наблюдаются к северу от Новосибирских островов.

Изолинии средней солёности поверхностного слоя имеют конфигурацию, отличную от изолиний толщин слоя (рис. 2б), и коэффициент корреляции между полями толщин и солёности невысок $r = 0,09$. Ориентация изохалин различная в Евразийском и Амеразийском суббассейнах. В Евразийском суббассейне изохалины ориентированы параллельно хребту Ломоносова. Изохалина наибольшей солёности 34 ‰ оконтуривает район непосредственного влияния атлантических вод на поверхностный слой, это так называемый «след атлантических вод» по образной характеристике А.Ф. Трёшникова [7]. В этом районе межгодовые флуктуации солёности наименьшие, менее $\pm 0,3$ ‰ (рис. 2з). Солёность слоя уменьшается от пролива Фрама и Земли Франца-Иосифа до моря Бофорта.

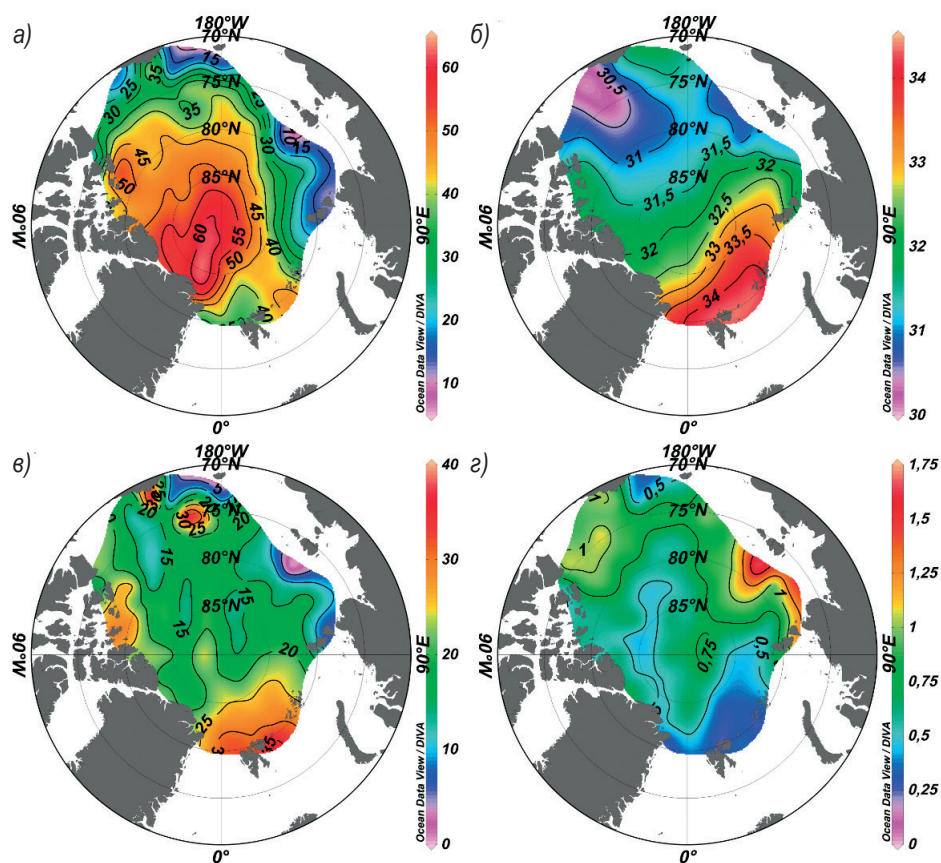


Рис. 2. Средние поля зимних толщин в м (а) и солёности в ‰ (б) поверхностного перемешанного слоя, а также дисперсии для толщины (в) и солёности (г) соответственно за 1950–2013 гг.

Fig. 2. Fields of the mixed layer thickness in m (a) and the mixed layer salinity in ‰ (б) and their dispersions (в) and (г), respectively, averaged for the winter period of 1950–2013

В Амеразийском суббассейне изохалины имеют кольцевую ориентацию с центром в море Бофорта, где наблюдается наименьшая соленость около 30,5 ‰ и достаточно большая, до $\pm 1,0$ ‰, изменчивость солености перемешанного слоя. Она связана с наличием антициклонического круговорота вод и льдов, в котором аккумулируются талые воды и воды речного стока [35]. Также большие межгодовые флуктуации средней солености поверхностного слоя до $\pm 0,9$ ‰ характерны для северных частей моря Лаптевых (зоны влияния пресноводного стока рек Обь, Енисей и Лена) и Восточно-Сибирского моря (рис. 2з).

Пространственное распределение толщины слоя галоклина имеет схожую конфигурацию с распределением толщины перемешанного слоя. Коэффициент корреляции между полями толщин поверхностного слоя и галоклина довольно высок и равен 0,88. Это неудивительно, поскольку галоклин связан топографически с поверхностным слоем. Минимальные значения отмечаются вдоль сибирского материкового склона (40–50 м) с постепенным заглублением до 80 м в районе Северного полюса и максимальными значениями около 90 м у берегов Гренландии (рис. 3а). При этом

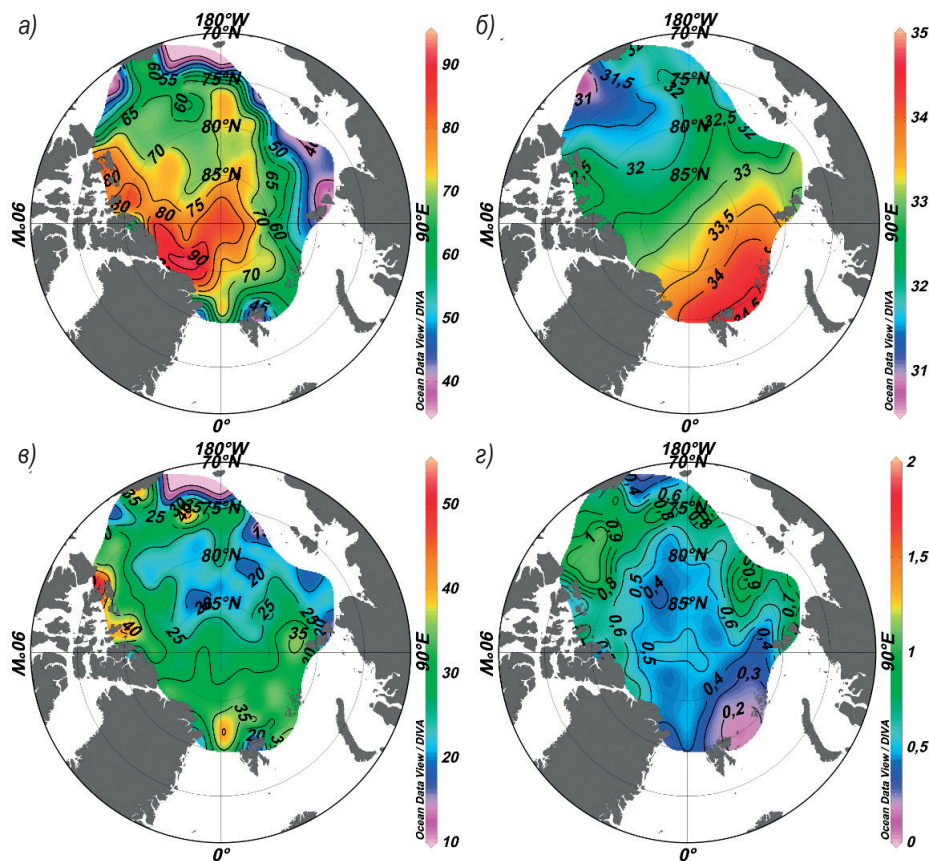


Рис. 3. Средние поля зимних толщину слоя галоклина в м (а) и солености галоклина в ‰ (б), а также их дисперсии толщины (в) и солености (г) за период 1950–1993 и 2007–2013 гг.

Fig. 3. Fields of the halocline thickness in m (a) and halocline salinity in ‰ (b) and their dispersions (c) and (d), respectively, averaged for the winter period of 1950–1993 and 2007–2013

максимальная изменчивость толщины галоклина более ± 25 м наблюдается в районе пролива Фрама, к северу от проливов Канадского Арктического архипелага и на южной границе антициклонического круговорота вод и льдов к северу от Аляски и о. Врангеля (рис. 3в).

Географическое распределение средней солёности галоклина (рис. 3б) по большей части повторяет распределение таковой в перемешанном слое, и коэффициент корреляции между полями равен 0,96. Большая величина коэффициента корреляции объясняется тем, что галоклин является продуктом взаимодействия поверхностного слоя и атлантических вод. Поэтому пространственная структура средней солёности поверхностного слоя должна найти отражение в пространственной структуре солёности галоклина.

Максимальные значения средней солёности галоклина в районе пролива Фрама несколько больше 34 ‰, минимальные значения около 30 ‰ в море Бофорта. Также имеется зона распреснения к северу от Новосибирских островов, где солёность галоклина снижается до 31 ‰. В море Бофорта, где межгодовая изменчивость солёности галоклина так же высока, её амплитуда достигает ± 1 ‰ (рис. 3з). В центральной части акватории СЛО изменчивость солёности галоклина не превышает $\pm 0,5$ ‰.

Подобие полей толщин перемешанного слоя и галоклина свидетельствуют о том, что факторы, формирующие толщины слоев, также подобны. Аналогичный вывод следует и для объяснения подобия полей средней солёности перемешанного слоя и галоклина. Различие структур полей толщин и солёности может быть объяснено различием групп основных факторов и механизмов, формирующих поля толщин и средней солёности перемешанного слоя и галоклина.

Межгодовая изменчивость характеристик поверхностного слоя и галоклина

Для анализа межгодовой изменчивости были рассчитаны средние значения характеристик поверхностного слоя и слоя галоклина отдельно для Евразийского и Амеразийского суббассейнов для всего периода 1950–2013 гг., за исключением характеристик галоклина за интервал 1994–2006 гг. Расчеты для слоя галоклина по данным, полученным в результате численного моделирования, за период 1994–2006 гг. дали неудовлетворительные результаты. Возможно, это связано с качеством исходных данных, использованных в модели, поскольку этот период отличается малочисленностью натурных наблюдений. Поэтому характеристики слоя галоклина за период 1994–2006 гг. в анализе не были использованы.

Кривые графиков межгодовой изменчивости толщины перемешанного слоя показывают, что данный параметр в обоих суббассейнах изменяется синхронно (рис. 4).

Пониженные значения толщины поверхностного слоя в обоих суббассейнах совпадают по времени с великой солёностной аномалией конца 1960-х гг. [36]. В этот период в Евразийском суббассейне отмечаются минимальные значения толщины поверхностного слоя ($H_{\text{прЕ}}$) за все время наблюдений. При этом в Амеразийском суббассейне минимум толщины перемешанного слоя ($H_{\text{прА}}$) наблюдался на несколько лет раньше, чем в Евразийском (рис. 4). После выноса из Арктического бассейна в Северную Атлантику большого количества пресной воды толщина перемешанного слоя резко выросла, по-видимому, за счет изменения стратификации. Таким образом, с начала 1970-х гг. отмечается увеличение толщины верхнего перемешанного слоя в среднем с 30–35 м в 1950–1970-е до 40–44 м в 1980–2000-е гг.

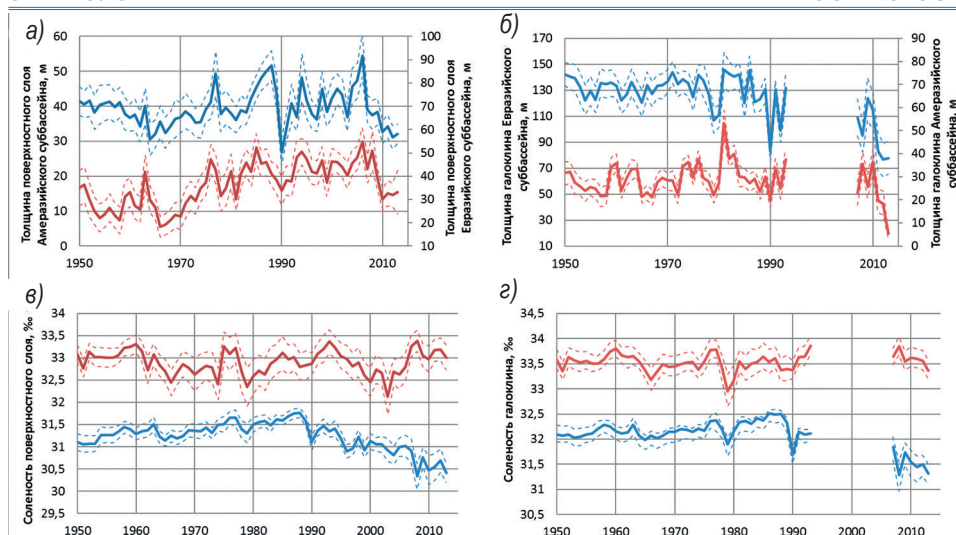


Рис. 4. Межгодовая изменчивость параметров поверхностного слоя и галоклина: *а* — толщины поверхностного слоя; *б* — толщины галоклина; *в* — солености поверхностного слоя; *г* — солености галоклина для Амеразийского суббассейна (синий цвет) и Евразийского суббассейна (красный цвет). Тонкими пунктирными линиями показаны доверительные интервалы

Fig. 4. Interannual variability of the parameters of the surface layer and halocline: *a* — the surface layer thickness; *б* — halocline thickness; *в* — surface layer salinity; *г* — halocline salinity for the Amerasian basin (blue) and the Eurasian basin (red). The thin dashed lines show the confidence intervals

Соленость верхнего перемешанного слоя в Амеразийском и Евразийском суббассейнах (Sup_A и Sup_E соответственно) меняется асинхронно: в последние годы наблюдается распреснение Амеразийского суббассейна за счет аккумуляирования в антициклоническом круговороте талых и речных вод. А в Евразийском суббассейне, напротив, наблюдается осолонение за счет эффекта атлантификации [23, 37]. В целом по всей акватории Арктического бассейна соленость верхнего перемешанного слоя в последние десятилетия стала примерно на 0,5 ‰ ниже, чем в 1950–1970-х гг. Графики межгодовой изменчивости толщины слоя галоклина показывают уменьшение величин в среднем по бассейну с 65 м в 1950–1990-х до 50 м в 2000-х гг. При этом значительной разницы в величинах толщины слоя галоклина для Амеразийского и Евразийского суббассейнов нет.

Соленость слоя галоклина изменяется так же, как и соленость перемешанного слоя, с большим распреснением в Амеразийском и небольшим увеличением солености в Евразийском суббассейнах. При этом изменение солености галоклина в целом по Арктическому бассейну составило так же, как и для поверхностного слоя, около –0,5 ‰.

Причины изменения характеристик поверхностного слоя и слоя галоклина

Для установления основных причин изменчивости характеристик верхнего слоя были построены гистограммы гидрометеорологических параметров, осредненных по периодам 1950–1969 гг.; 1970–1989 гг.; 1990–2013 гг., которые приведены на рис. 5.

В период 1950–1970 гг., когда отмечались минимальные значения толщины поверхностного слоя (рис. 3), наблюдались экстремально низкие значения Аркти-

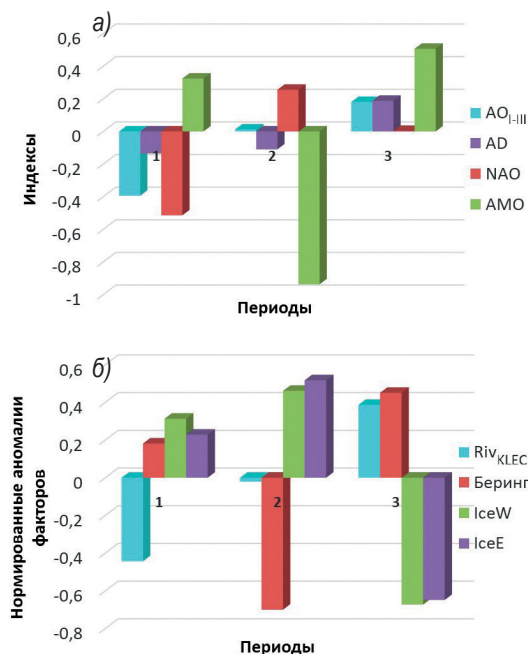


Рис. 5. Гистограмма изменчивости среднегодовых (кроме АО, который усреднен за период январь–март) индексов атмосферной циркуляции (а) и аномалий значений гидрологических факторов (речного стока, водообмена через Берингов пролив и площади льдов в западном и восточном секторах Арктики) (б) по стадиям: 1 — 1950–1969 гг.; 2 — 1970–1989 гг.; 3 — 1990–2013 гг.

Fig. 5. Histogram of the annual atmospheric circulation indices variability (except for AO, which is averaged over the period January–March) (a) and anomalies of hydrological factors (river runoff, water exchange through the Bering Strait and ice area in the western and eastern sectors of the Arctic) (b) for periods: 1 — 1950–1969; 2 — 1970–1989; 3 — 1990–2013

ческой осцилляции (АО) и Северо-Атлантической осцилляции (NAO) и отрицательные аномалии величины речного стока в Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря (Riv_{KLEC}). В то же время начиная с 1990-х гг. мы видим снижение солёности как перемешанного слоя, так и галоклина в Американо-Сибирском суббассейне, что сопровождалось переходом индекса Арктического диполя (AD) в положительную фазу, увеличением положительных значений индекса АО и «нейтрализацией» NAO, с одновременным увеличением положительных аномалий величины речного стока и водообмена через Берингов пролив («Беринг»), а также с существенными отрицательными аномалиями величины площади ледяного покрова в восточном (IceE) и западном (IceW) секторах Арктики. Период 1970–1989 гг. является своего рода переходным периодом между этими двумя состояниями верхнего слоя СЛО и характеризуется экстремальными отрицательными значениями АМО и водообмена с Тихим океаном через Берингов пролив.

Долгопериодные тенденции изменчивости состояния поверхностного слоя в зимний период в различных районах Арктического бассейна отчетливо видны на рис. 6, где на картах приведены аномалии солёности (левый ряд) и толщины

(правый ряд) поверхностного слоя, осредненные по периодам 1950–1969 (стадия 1); 1970–1989 (стадия 2) и 1990–2013 (стадия 3) гг.

Структура полей аномалий солёности перемешанного слоя кардинально изменилась от стадии 2 к стадии 3. Зона отрицательных аномалий вдоль нулевого меридиана и от Новосибирских островов к Гренландии изменилась на зону положительных аномалий. А в зонах положительных аномалий солёности, прилегающих к Аляске и к островам Канадского Арктического архипелага, а также в районе от пролива Фрама до островов Северная Земля в период 1990–2013 гг. поменялся знак аномалии. Обратившись к гистограммам индексов атмосферной циркуляции и аномалий значений гидрологических факторов на рис. 5, видим, что от стадии 2 к стадии 3 произошло увеличение потока через Берингов пролив и повышение температуры атлантических вод, аномалии индексов «Беринг» и АМО стали положительными. Увеличился также приток речных вод, аномалия индекса Riv_{KLEC} от слабо отрицательной стала большой положительной. Поменялся знак аномалий атмосферного индекса AD, и немного выросла положительная аномалия индекса АО, свидетельствуя о возрастании повторяемости режима циклонической циркуляции над Арктическим бассейном.

В работе [38] показано, что при антициклоническом режиме циркуляции распресненные воды речного стока аккумулируются в центральной части АБ, что приводит к возникновению здесь отрицательных аномалий солёности. В то же время вдоль материкового склона происходит поднятие верхней границы атлантических вод и формирование положительных аномалий солёности. Данная картина наблюдалась в 1950–1969 гг. (рис. 6). Во 2 и 3 периодах влияние атмосферной циркуляции проявляется слабее (почти все индексы мало отличаются от нуля) и формирование распределения аномалий параметров поверхностного слоя определяется в большей степени термохалинной циркуляцией. Ослабление водообмена через Берингов пролив, уменьшение температуры поступающих в Арктический бассейн атлантических вод, вкупе с усиленным нарастанием льда, особенно в восточной части Арктики (см. рис. 5), привело к образованию положительных аномалий солёности поверхностного слоя на большей части акватории бассейна в 1970–1980-х гг. Область отрицательных аномалий солёности является следствием адвекции распресненных вод морей Восточно-Сибирского и Лаптевых по направлению к Северному полюсу и далее к проливу Фрама трансарктическим дрейфовым течением. Согласно [39], несмотря на слабоположительный АО и, следовательно, преобладающую циклоническую циркуляцию атмосферы, с 1997 г. в СЛО наблюдается антициклонический режим циркуляции вод, для которого характерно накопление распресненной воды в антициклоническом круговороте Амеразийского суббассейна, где в 1990–2013 гг. наблюдались значительные отрицательные аномалии солёности поверхностного слоя. Повышение уровня моря в приполюсной части Арктического бассейна, которое также является следствием антициклонического режима циркуляции, препятствует притоку распресненных усиленным таянием льда и речным стоком (см. рис. 5) вод к центру АБ, способствуя формированию отрицательных аномалий солёности на периферии (рис. 6).

Значительное увеличение толщин поверхностного слоя от стадии 1 к стадии 3 наблюдалось в районе пролива Фрама и арх. Шпицберген (рис. 6). На большей части Арктического бассейна, что особенно ярко проявляется в Амеразийском суббассейне, география аномалий толщины слоя представляется крупномасштабной модой: область вдоль оси трансарктического течения находится в оппозиции с об-

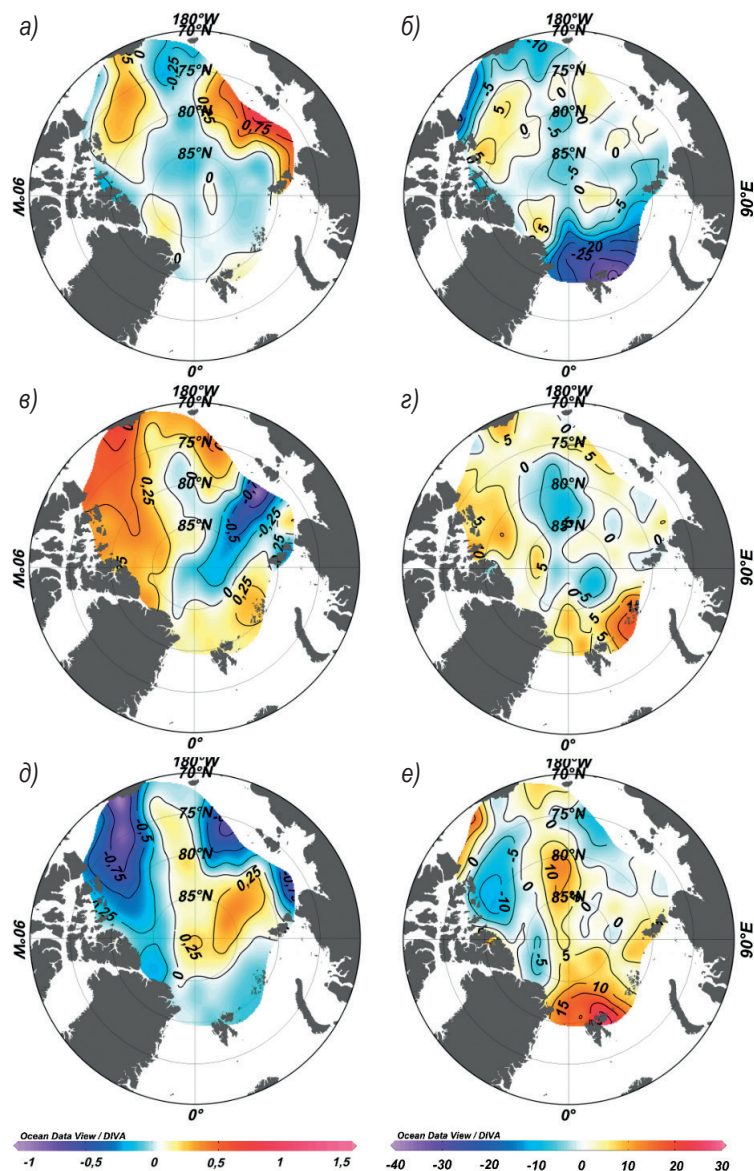


Рис. 6. Аномалии солёности (а, в, д) и толщины (б, г, е) перемешанного слоя, осредненные по трем периодам 1950–1969 (а, б), 1970–1989 (в, г) и 1990–2013 (д, е) гг.

Fig. 6. Anomalies of the mixed layer salinity (а, в, д) and the mixed layer thickness (б, г, е), averaged over three periods 1950–1969 (а, б), 1970–1989 (в, г) and 1990–2013 (д, е)

ластями вдоль материкового склона от моря Лаптевых до Чукотского моря и к северу от проливов островов Канадского Арктического архипелага. От стадии 1 к стадии 2 отрицательная аномалия толщины слоя в центральной части моды вдоль транс-арктического течения увеличилась, так же как и положительная аномалия в обла-

сти материкового склона. В дальнейшем к стадии 3 знак аномалий изменился на противоположный и величина аномалии увеличилась, т. е. произошла качественная трансформация поля аномалий толщины поверхностного слоя.

Существуют мнения, что деградация Арктического антициклона и его смещение в море Бофорта [40], начавшее с конца 1980-х гг., с одновременным усилением

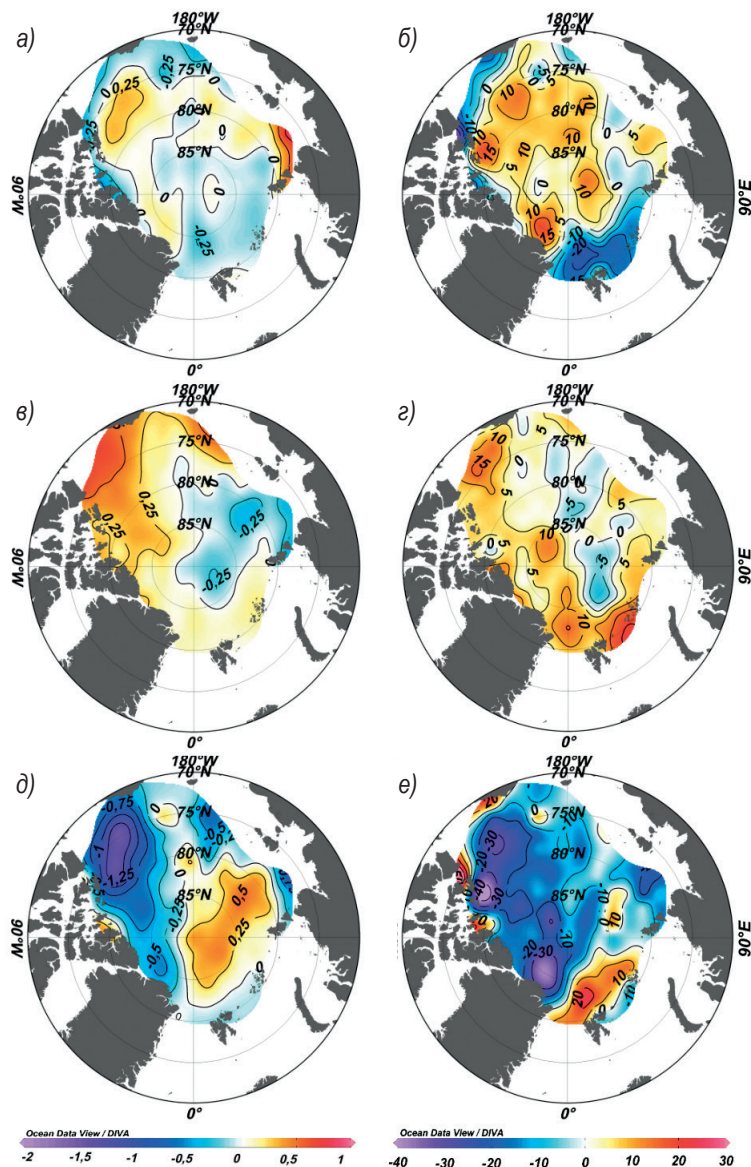


Рис. 7. Аномалии солёности (а, в, д) и толщины (б, з, е) галоклина, осредненные по трем периодам 1950–1969 (а, б), 1970–1989 (в, з) и 1990–2013 (д, е) гг.

Fig. 7. Anomalies of the halocline salinity (a, в, д) and the halocline thickness (б, з, е), averaged over three periods 1950–1969 (a, б), 1970–1989 (в, з) and 1990–2013 (д, е)

Арктического диполя, — одна из основных причин усиленного выноса вод и льдов из Арктического бассейна в Атлантику в 2000-х гг. [41–42]. Таким образом, большая масса пресной воды, образующейся в результате усиленного таяния льдов из-за повышения температуры воздуха, выносилась Трансарктическим дрейфом в Атлантику. Поэтому минимальные значения солёности Евразийского бассейна, наблюдаемые в середине 2000-х гг. (рис. 4), сопровождаются лишь небольшим уменьшением толщины перемешанного слоя в этот период, т. к. на большей части Евразийского суббассейна наблюдается усиление перемешивания вследствие ослабления стратификации, по-видимому, за счет повышения температуры воды из-за усиления влияния атлантических вод в регионе [43]. Данный вывод поддерживается наличием сопряженности между толщиной перемешанного слоя Евразийского суббассейна и индексом АМО, который выступает показателем изменчивости температуры атлантических вод.

Солёность слоя галоклина (рис. 7) хорошо коррелирует с солёностью перемешанного слоя ($r = 0,9$), поэтому зоны изменчивости, как и факторы, ее вызывающие, здесь те же. В толщине слоя галоклина наиболее сильное обмеление произошло в центральной части Арктического бассейна. Тогда как в бассейне Нансена, за счет сглаживания градиентов солёности между поверхностными и атлантическими водами, толщина слоя галоклина в 1990–2013 гг. выросла, особенно по сравнению с 1950–1969 гг.

Главные факторы, влияющие на межгодовую изменчивость параметров поверхностного слоя и галоклина Арктического бассейна

Поверхностный слой. Для выявления внешних факторов, оказывающих наибольшее влияние на формирование межгодовых аномалий изменчивости параметров поверхностного слоя, был проведен корреляционный анализ, и, с учетом его результатов, были построены статистические модели толщины и солёности перемешанного слоя для Американо-Евразийского и Евразийского суббассейнов. При этом было проведено скользящее 3-летнее осреднение анализируемых рядов и предикторов. Полученные модели представляют собой уравнения линейной регрессии и отражают связь параметров перемешанного слоя с факторами внешней среды, такими как атмосферная циркуляция (через индексы АО, AD, PNA), водообмен с соседними океанами (через индекс АМО и «Беринг» — водообмен через Берингов пролив), температуру ($T_{\text{Atl}}E$) атлантических вод в Евразийском суббассейне, речной сток (Riv) и площадь льда (Ice) в арктических морях.

$$\text{Hup}_A = 0,005 \cdot \text{OW}_{\text{EC}}(-1) - 23,163 \cdot \text{AMO}(-12) - 6,593 \cdot \text{AD}_{\text{XI-III}}(-1) - 1,685 \cdot \text{AO}_{\text{I-III}}(-1) + 35,923, \quad (1)$$

$$\text{Hup}_E = 5,032 \cdot \text{NAO}_{\text{XI-III}}(-1) - 0,535 \cdot \text{Баренц} - 30,646 \cdot \text{Беринг}(-5) + 0,016 \cdot \text{Riv}_{\text{KL}}(-3) + 6,596 \cdot \text{PNA}_W(-1) + 26,437, \quad (2)$$

$$\text{Sup}_A = 0,123 \cdot \text{AO}_{\text{XI-III}}(-1) - 0,0005 \cdot \text{OW}_{\text{LEC}}(-1) - 1,397 \cdot \text{Беринг}(-1) - 0,0001 \cdot \text{Riv}_{\text{LE}}(-4) - 0,087 \cdot \text{AD}_{\text{I-III}}(0) + 34,141, \quad (3)$$

$$\text{Sup}_E = 0,019 \cdot \text{Баренц}(-2) - 0,0004 \cdot \text{Riv}_{\text{KL}}(-6) + 0,384 \cdot \text{AD}_{\text{VI-VIII}}(-1) + 0,197 \cdot \text{AO}_{\text{I-III}}(-1) + 0,898 \cdot T_{\text{Atl}}E + 33,097, \quad (4)$$

где нижние регистры индексов указывают либо номера месяцев, за которые было произведено осреднение, либо первые буквы названий морей, по которым проводилось осреднение. Пример: OW_{EC} — площадь чистой воды в сентябре в Восточ-

но-Сибирском и Чукотском морях. Цифры в скобках обозначают временной сдвиг предиктора в годах.

Статистическая значимость переменных правых частей уравнений (предикторов) была оценена коэффициентом p -level. Если значение p -level меньше 0,05 (т. е. 5 %), то результаты достоверно отражают общую картину, а величины на уровне $p \leq 0,01$ обычно считаются статистически значимыми [34]. Коэффициенты p -level получились равными меньше 0,01. Таким образом, полученные уравнения (1)–(4) отражают общую картину статистической связи и являются статистически значимыми.

Рассчитанные по полученным уравнениям ряды толщины и солёности перемешанного слоя имеют высокую корреляцию ($r \geq 0,8$) с фактическими рядами (рис. 8). Это дает основание считать вошедшие в уравнения предикторы главными факторами, вызывающими межгодовую изменчивость характеристик поверхностного слоя.

Отметим, что графики межгодовой изменчивости солёности поверхностного слоя на рис. 8 близки к межгодовой изменчивости солёности верхнего слоя в суббассейнах, которые приведены в статье [33], при том, что толщина поверхностного слоя меньше толщины верхнего слоя океана.

Слой галоклина. Для выявления внешних факторов, влияющих на характеристики слоя галоклина, были использованы данные 1950–1993 гг., по которым были составлены временные серии средних скользящих трехлетних значений. С помощью мульти-корреляционного анализа получены следующие статистические модели толщины $Nhal_A$, $Nhal_E$ и солёности слоя галоклина $Shal_A$, $Shal_E$ для Амеразийского (индекс А) и Евразийского (индекс Е) бассейнов:

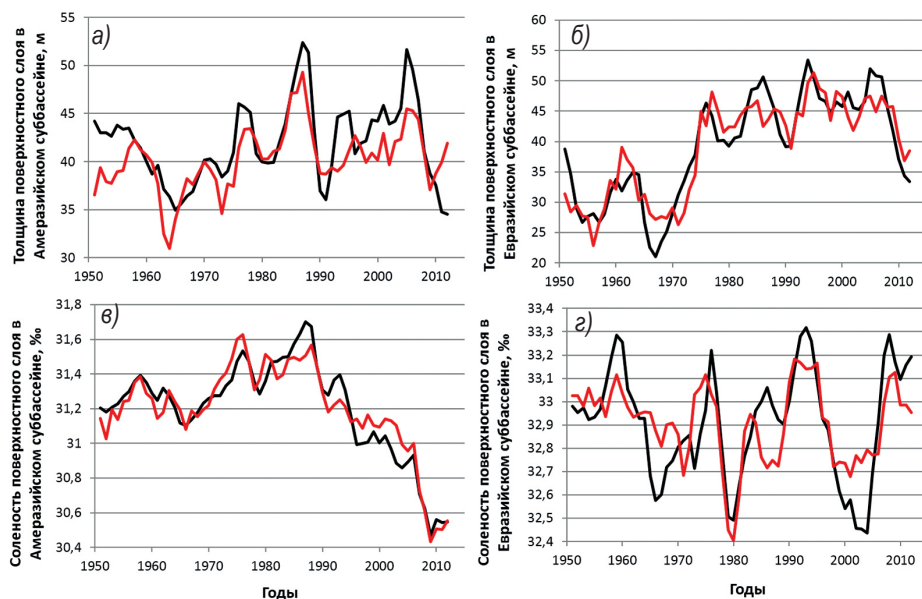


Рис. 8. Фактические (черный) и рассчитанные по уравнениям регрессии (красный) временные ряды параметров перемешанного слоя для Амеразийского (а, в) и Евразийского (б, з) суббассейнов

Fig. 8. Actual (black) and calculated (red) time series of the mixed layer parameters for the Amerasian (а, в) and Eurasian (б, з) basins

$$\begin{aligned} \text{Nhal}_A = & -0,594 \cdot \text{Hup}_A + 36,043 \cdot \text{Sup}_A + 26,804 \cdot \text{Беринг}(-5) - \\ & - 3,269 \cdot \text{PDO}(-2) - 6,045 \cdot \text{AO}_{\text{X-III}}(-1) - 1055,581, \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \text{Nhal}_E = & -0,174 \cdot \text{H}_{\text{Atl}}E + 1,132 \cdot \text{Баренц}(-1) - 0,036 \cdot \text{Riv}_{\text{KL}}(-5) - \\ & - 67,964 \cdot \text{AMO}(-7) + 14,84 \cdot \text{AD}_{\text{VI-VIII}}(-1) + 244,334, \end{aligned} \quad (6)$$

$$\text{Shal}_A = 0,969 \cdot \text{Sup}_A + 2,024 \cdot \text{S}_{\text{Atl}}A + 0,277 \cdot \text{Беринг}(-5) - 68,972, \quad (7)$$

$$\text{Shal}_E = 0,726 \cdot \text{Sup}_E + 2,467 \cdot \text{S}_{\text{Atl}}E - 0,007 \cdot \text{Баренц}(-2) - 76,402. \quad (8)$$

Как видим, в уравнения входят толщины и соленость вышележащего поверхностного слоя и нижележащего слоя атлантических вод.

Для уравнений (5)–(8) коэффициенты p -level оказались равными соответственно: $\leq 0,001$; $\leq 0,001$; $0,001$; $0,015$. Это означает, что полученные уравнения отражают общую картину статистической связи и являются статистически значимыми.

По уравнениям (5)–(8) были вычислены межгодовые изменения характеристик галоклина, и на рис. 9 приведены расчетные и фактические графики толщины и солености галоклина. Графики демонстрируют тесную сопряженность, а рассчитанные по полученным уравнениям связи толщин и солености слоя галоклина Амеразийского и Евразийского суббассейнов с факторами правой части уравнений имеют высокую корреляцию: $r(\text{Nhal}_A) = 0,74$; $r(\text{Nhal}_E) = 0,81$; $r(\text{Shal}_A) = 0,96$; $r(\text{Shal}_E) = 0,93$.

Квадраты коэффициента корреляции $r^2(\text{Nhal}_A) = 0,55$; $r^2(\text{Nhal}_E) = 0,66$; $r^2(\text{Shal}_A) = 0,92$; $r^2(\text{Shal}_E) = 0,86$ отражают вклад предикторов в общую дисперсию многолетних колебаний характеристик слоев, равный в процентах соответственно: 55, 66, 92, 86 %. Это дает основание считать вошедшие в уравнения предикторы главными факторами, вызывающими межгодовую изменчивость характеристик слоя галоклина.

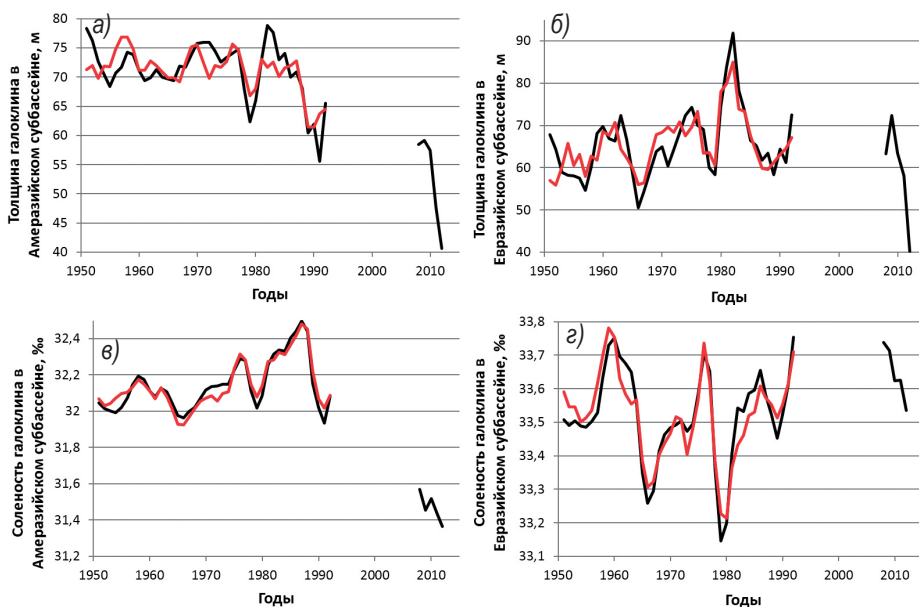


Рис. 9. Фактические (черные) и рассчитанные по уравнениям регрессии (красные) временные ряды параметров слоя галоклина для Амеразийского (а, в) и Евразийского (б, г) суббассейнов

Fig. 9. Actual (black) and calculated (red) time series of the halocline layer parameters for the Amerasian (a, в) and Eurasian (б, г) basins

Для оценки влияния каждого из факторов, вошедших в уравнения регрессии, на межгодовую изменчивость параметров поверхностного слоя и галоклина Арктического бассейна были рассчитаны их вклады в общую дисперсию анализируемых величин (см. табл. 1).

Суммарный вклад гидрологических факторов в изменчивость расчетных значений Hup_A составляет 50 %, остальные 50 % приходятся на атмосферные процессы.

Таблица 1

**Оценки вкладов переменных правой части уравнений регрессии
в общую изменчивость параметров верхнего слоя СЛО**

Table 1

**Estimates of the predictor contributions to the total variability of the Arctic Ocean
upper layer parameters**

№ п/п	Предиктор	Вклад, %	№ п/п	Предиктор	Вклад, %
Толщина поверхностного слоя в Амеразийском суббассейне, Hup_A , общий коэффициент корреляции $r = 0,79$; $r^2 = 0,62$			Толщина поверхностного слоя в Евразийском суббассейне, Hup_E , общий коэффициент корреляции $r = 0,91$; $r^2 = 0,83$		
1	$OW_{EC}(-1)$	11	1	$NAO_{XI-III}(-1)$	26
2	$AMO(-12)$	39	2	$PNA_W(-1)$	22
3	$AD_{XI-III}(-1)$	35	3	Баренц	18
4	$AO_{I-III}(-1)$	15	4	Беринг(-5)	16
—	—	—	5	$Riv_{KL}(-3)$	18
Соленость поверхностного слоя в Амеразийском суббассейне, Sup_A , общий коэффициент корреляции $r = 0,94$; $r^2 = 0,89$			Соленость поверхностного слоя в Евразийском суббассейне, Sup_E , общий коэффициент корреляции $r = 0,74$; $r^2 = 0,55$		
1	$AO_{XI-III}(-1)$	21	1	$AO_{I-III}(-1)$	9
2	$AD_{I-III}(0)$	12	2	$AD_{VI-VIII}(-1)$	39
3	Беринг(-1)	26	3	Баренц(-2)	1
4	$Riv_{LE}(-4)$	17	4	$Riv_{KL}(-6)$	22
5	$OW_{LEC}(-1)$	25	5	$T_{All}E$	28
Толщина слоя галоклина в Амеразийском суббассейне, $Hhal_A$, общий коэффициент корреляции $r = 0,74$; $r^2 = 0,55$			Толщина слоя галоклина в Евразийском суббассейне, $Hhal_E$, общий коэффициент корреляции $r = 0,81$; $r^2 = 0,66$		
1	$PDO(-2)$	16	1	$AMO(-7)$	42
2	Беринг(-5)	14	2	Баренц(-1)	15
3	Sup_A	36	3	$H_{All}E$	11
4	Hup_A	16	4	$Riv_{KL}(-5)$	21
5	$AO_{X-III}(-1)$	18	5	$AD_{VI-VIII}(-1)$	12
Соленость слоя галоклина в Амеразийском суббассейне, $Shal_A$, общий коэффициент корреляции $r = 0,96$; $r^2 = 0,92$			Соленость слоя галоклина в Евразийском суббассейне, $Shal_E$, общий коэффициент корреляции $r = 0,93$; $r^2 = 0,86$		
1	Sup_A	76	1	Sup_E	70
2	$S_{All}A$	13	2	$S_{All}E$	18
3	Беринг(-5)	11	3	Баренц(-2)	12

Для толщины поверхностного слоя Евразийского суббассейна влияние атмосферных и гидрологических факторов также практически равнозначно (48 % и 52 % соответственно). Примерно такое же соотношение вкладов характерно для солёности поверхностного слоя в Евразийском суббассейне: 49 % и 51 % для атмосферных и гидрологических процессов соответственно. При этом на солёность перемешанного слоя в Амеразийском суббассейне наибольшее влияние оказывает изменчивость гидрологических факторов (68 %). Близкие оценки вклада факторов были получены в [33] для солёности верхнего слоя обоих суббассейнов.

Поскольку слой галоклина не испытывает прямого воздействия атмосферы, предполагалось, что влияние атмосферных процессов на изменчивость толщины и солёности слоя галоклина будет минимальным. Полученные регрессионные уравнения отчасти подтверждают это предположение. Суммарный вклад атмосферных процессов, выражаемых через индексы атмосферной циркуляции, в дисперсию толщины галоклина в Амеразийском суббассейне составляет 34 %. Для толщины галоклина в Евразийском суббассейне данная доля составляет 12 %. В уравнения регрессии для солёности галоклина атмосферные индексы не входят вовсе, следовательно, вся изменчивость определяется гидрологическими процессами (табл. 1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На более длительном ряде наблюдений с 1950 по 2013 г. впервые выполнено совместное исследование зимних характеристик поверхностного слоя и слоя галоклина в Арктическом бассейне. Установлены подобие полей толщин перемешанного слоя и галоклина, а также подобие полей средней солёности этих слоев. Различие географического распределения толщин слоев и их средней солёности может быть объяснено различием групп основных воздействующих факторов и механизмов, формирующих пространственную структуру характеристик слоев.

2. Выделено три климатических периода (1950–1969, 1970–1989, 1990–2013 гг.), характеризующихся различной конфигурацией полей аномалий толщины и солёности перемешанного слоя и галоклина. Показано, что различия конфигурации полей указанных климатических периодов связаны не только с изменением режима атмосферной циркуляции, как отмечалось ранее [9], но также с колебаниями поступления речных вод и с процессами водообмена СЛО с соседними океанами.

3. Для средних толщин и солёности перемешанного слоя и галоклина отдельно для Евразийского и Амеразийского суббассейнов получены уравнения линейной регрессии, связывающие параметры слоев с различными гидрометеорологическими индексами и характеристиками. На основе статистических моделей выполнены оценки влияния предикторов. Изменчивость параметров перемешанного слоя определяется в равной степени влиянием гидрологических и атмосферных факторов, за исключением солёности Амеразийского суббассейна, где преобладает влияние гидрологических процессов. Изменчивость параметров слоя галоклина находится в основном под влиянием изменчивости гидрологических факторов.

4. Среди макромасштабных изменений выделяется аномальное распределение верхнего перемешанного слоя Амеразийского суббассейна с 2005–2007 гг., не наблюдавшееся в таких масштабах за всю историю наблюдений с 1950-х гг. [18–19]. Полученные регрессионные уравнения указывают на то, что данное распределение связано прежде всего с увеличением речного стока, усилением таяния льда и увеличением затора тихоокеанских вод через Берингов пролив [44].

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Финансирование. Работа выполнена в рамках гранта RFMEFI61619X0108 Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

Competing interests. The authors have no competing interests.

Funding. This work was supported by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (RFMEFI61619X0108).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 270 с.
2. Aagaard K., Coachman L. K., Carmack E. On the halocline of the Arctic Ocean // Deep Sea Research. Part A. Oceanographic Research Papers. 1981. V. 28 (6). P. 529–545.
3. Aagaard K., Coachman L.K. Toward an ice-free Arctic Ocean // Eos, Transactions American Geophysical Union. 1975. V. 56 (7). P. 484–486.
4. Rudels B., Anderson L.G., Jones E.P. Formation and evolution of the surface mixed layer and halocline of the Arctic Ocean // Journal of Geophysical Research. 1996. V. 101. P. 8807–8821.
5. Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 213 с.
6. Nansen F. Oceanography of the North Polar Basin: The Norwegian North Polar Expedition 1893–1896. Scientific Results. Christiania: AW Brøgger, 1902. 427 p.
7. Трёшников А.Ф. Поверхностные воды в Арктическом бассейне // Проблемы Арктики. 1959. № 7. С. 5–12.
8. Morison J., Smith J.D. Seasonal variations in the upper Arctic Ocean as observed at T-3 // Geophysical Research Letters. 1981. V. 8 (7). P. 753–756.
9. Гарманов А.Л., Колтышев А.Е., Никифоров Е.Г., Тимохов Л.А., Морисон Дж. Верхний перемешанный слой в Арктическом бассейне // Труды ААНИИ. 2008. Т. 448. С. 149.
10. Peralta-Ferriz C., Woodgate R.A. Seasonal and interannual variability of pan-Arctic surface mixed layer properties from 1979 to 2012 from hydrographic data, and the dominance of stratification for multiyear mixed layer depth shoaling // Progress in Oceanography. 2015. V. 134. P. 19–53.
11. Никифоров Е.Г. Стеродинамическая система Северного Ледовитого океана. СПб.: ААНИИ, 2006. 174 с.
12. Fer I. Weak Vertical Diffusion Allows Maintenance of Cold Halocline in the Central Arctic // Atmospheric and Oceanic Science Letters. 2009. V. 2 (3). P. 148–152. doi: 10.1080/16742834.2009.11446789 2009.
13. Фролов И.Е., Гудкович З.М., В.П. Карклин, Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 135 с.
14. Stroeve J., Holland M.M., Meier W., Scambos T., Serreze M. Arctic sea ice decline: Faster than forecast // Geophysical Research Letters. 2007. V. 34. L09501. doi:10.1029/2007GL029703.
15. Kwok R., Rothrock D.A. Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958–2008 // Geophysical Research Letters. 2009. № 36 (15). L15501.
16. Macdonald R.W., Harner T., Fyfe J. Recent climate change in the Arctic and its impact on contaminant pathways and interpretation of temporal trend data // Sci. Total Environ. 2005. V. 342 (1–3). P. 5–86. doi: 10.1016/j.scitotenv.2004.12.059.
17. Фролов И.Е., Ашик И.М., Кассенс Х., Поляков И.В., Прошутинский А.Ю., Соколов В.Т., Тимохов Л.А. Аномальные изменения термохалинной структуры Северного Ледовитого океана // Доклады Академии наук. 2009. Т. 429. № 5. С. 688–690.

18. Тимохов Л.А., Ашик И.М., Карпий В.Ю., Кассенс Х., Кириллов С.А., Поляков И.В., Соколов В.Т., Фролов И.Е., Чернявская Е.А. Экстремальные изменения температуры и солёности воды арктического поверхностного слоя в 2007–2009 гг. Океанография и морской лёд. Вклад России в МПГ 2007/08. М.: СПб.: Паулсен, 2011. С. 118–137.
19. Timokhov L., Ashik I., Dmitrenko I., Hoelemann J., Kassens H., Kirillov S., Polyakov I., Sokolov V. Extreme changes of the Arctic Ocean during and after IPY 2007/2008 // *Polarforschung*. 2011. V. 81 (2). P. 85–102.
20. Steele M., Boyd T. Retreat of the cold halocline layer in the Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1998. V. 103 (C5). P. 10419–10435.
21. Polyakov I.V., Timokhov L.A., Alexeev V.A., Bacon S., Dmitrenko I.A., Fortier L., Frolov I.E., Gascard J.-C., Hansen E., Ivanov V.V., Laxon S., Mauritzen C., Perovich D., Shimada K., Simmons H.L., Sokolov V.T., Steele M., Toole J. Arctic Ocean warming reduces polar ice cap // *Journal of Physical Oceanography*. 2010. V. 40. P. 2743–2756. doi: 10.1175/2010JPO4339.1.
22. Polyakov I.V., Rippeth T.P., Fer I., Alkire M.B., Baumann T.M., Carmack E.C., Padman L. Weakening of cold halocline layer exposes sea ice to oceanic heat in the eastern Arctic Ocean // *Journal of Climate*. 2020. V. 33 (18). P. 8107–8123. doi: 10.1175/JCLI-D-19-0976.1.
23. Лебедев Н.В., Карпий В.Ю., Покровский О.М., Соколов В.Т., Тимохов Л.А. Специализированная база данных по температуре и солёности вод Арктического бассейна и окраинных арктических морей в зимний период // *Труды АНИИ*. 2008. Т. 448. С. 5–17.
24. Menemenlis D., Campin J.-M., Heimbach P., Hill C., Lee T., Nguyen A., Schodlok M., Zhang H. ECCO2: High Resolution Global Ocean and Sea Ice Data Synthesis // *AGU Fall Meeting Abstracts*. 2008. V. 31. P. 13–21.
25. Покровский О.М., Тимохов Л.А. Реконструкция зимних полей температуры и солёности Северного Ледовитого океана // *Океанология*. 2002. Т. 42. № 6. С. 822–830.
26. Лебедев Н.В., Тимохов Л.А., Нитишинский М.А. Параметрическая модель вертикальных профилей (оценки толщины верхнего перемешанного слоя по данным наблюдений на стандартных горизонтах) // *Труды АНИИ*. 2008. Т. 448. С. 242–247.
27. Чернявская Е.А., Тимохов Л.А., Никифоров Е.Г. Характеристики поверхностного слоя и подстилающего его галокина Арктического бассейна в зимний период (по данным 1973–1979 гг.) // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2013. № 1 (95). С. 5–17.
28. Janout M., Aksenov Y., Hölemann J., Rabe B., Schauer U., Polyakov I., Bacon S., Coward A., Karcher M., Lenn Y.D., Kassens H., Timokhov L. Kara Sea freshwater transport through Vilkitsky Strait: Variability, forcing, and further pathways toward the western Arctic Ocean from a model and observation // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015. V. 120 (7). P. 4925–4944. doi:10.1002/2014JC010635.
29. Timokhov L.A., Tanis F. Environmental Working Group Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean // *National Snow and Ice Data Center*. 1997. <http://dx.doi.org/10.7265/N5H12ZX4>.
30. Карсаков А.Л. Океанографические исследования на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море за период 1900–2008 гг. Мурманск: ПИНРО, 2009. 139 с.
31. Roach A.T., Aagaard K., Pease C.H., Salo S.A., Weigartner T., Pavlov V.K., Kulakov M.Yu. Direct measurements of transport and properties through the Bering Strait // *Journal of Geophysical Research*. 1995. V. 100 (C9). P. 18443–1845.
32. Woodgate R.A., Aagaard K., Weingartner T. Monthly temperature, salinity, and transport variability of the Bering Strait throughflow // *Geophysical Research Letters*. 2005. V. 32 (4). L04601. doi:10.1029/2004GL021880.
33. Тимохов Л.А., Фролов И.Е., Кассенс Х., Карпий В.Ю., Лебедев Н.В., Малиновский С.Ю., Поляков И.В., Хелеманн Е. Изменения термохалинных характеристик трансполярной системы Северного Ледовитого океана // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2016. № 2 (108). С. 34–49.
34. Hill T., Lewicki P. *Statistics: Methods and Applications*. Tulsa, OK: StatSoft, 2007. 832 p.

35. Jackson J.M., Williams W.J., Carmack E.C. Winter sea-icemelt in the Canada Basin, Arctic Ocean // *Geophysical Research Letters*. 2012. V. 39. L03603. doi: 10.1029/2011GL050219.
36. Gelderloos R., Straneo F., Katsman C.A. Mechanisms behind the temporary shutdown of deep convection in the Labrador Sea: lessons from the great salinity anomaly years 1968–71 // *Journal of Climate*. 2012. V. 25. P. 6743–6755. doi: 10.1175/JCLI-D-1100549.1.
37. Barton B.I., Lenn Y.D., Lique C. Observed Atlantification of the Barents Sea causes the polar front to limit the expansion of winter sea ice // *Journal of Physical Oceanography*. 2018. V. 48 (8). P. 1849–1866.
38. Proshutinsky A.Y., Johnson M.A. Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research*. 1997. V. 102. P. 12493–12514.
39. Proshutinsky A., Dukhovskoy D., Timmermans M.L., Krishfield R., Bamber J.L. Arctic circulation regimes // *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 2015. V. 373 (2052). P. 1–18.
40. Morison J., Aagaard K., Steele M. Recent Environmental Changes in the Arctic: a review // *Arctic*. 2000. V. 53 (4). P. 359–371.
41. Wang J., Zhang J., Watanabe E., Ikeda M., Mizobata K., Walsh J.E., Bai X., Wu B. Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent? // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36. L05706. doi: 10.1029/08GL036706.
42. Overland J.E., Wang M. Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice // *Tellus*. 2010. V. 62A. P. 1–9.
43. Иванов В.В., Тимохов Л.А. Атлантические воды в арктической циркуляционной трансполярной системе // *Метеорология и гидрология*. 2019. № 4. С. 36–53.
44. Woodgate R.A., Weingartner T., Lindsay R. The 2007 Bering Strait oceanic heat flux and anomalous Arctic sea-ice retreat // *Geophysical Research Letters*. 2010. V. 37. L01602. doi: 10.1029/2009GL041621.

REFERENCES

1. Nikiforov E.G., Shpaikher A.O. *Zakonomernosti formirovaniya krupnomasshtabnykh kolebaniy gidrologicheskogo rezhima Severnogo Ledovitogo okeana*. Regularities of the formation of large-scale fluctuations in the hydrological regime of the Arctic Ocean. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1980: 270 p. [In Russian].
2. Aagaard K., Coachman L.K., Carmack E. On the halocline of the Arctic Ocean. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*. 1981, 28 (6): 529–545.
3. Aagaard K., Coachman L. Toward an ice-free Arctic ocean. *Eos Trans. AGU*. 1975, 56 (7): 484–486. doi:10.1029/EO056i007p00484.
4. Rudels B., Anderson L.G., Jones E.P. Formation and evolution of the surface mixed layer and halocline of the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*. 1996, 101: 8807–8821.
5. Zakharov V.F. *Morskie l'dy v klimaticheskoy sisteme*. Sea ice in the climate system. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 1996: 213 p. [In Russian].
6. Nansen F. *Oceanography of the North Polar Basin: The Norwegian North Polar Expedition 1893–1896*. Scientific Results. Christiania: AW Brøgger, 1902: 427 p.
7. Treshnikov A.F. Surface waters in the Arctic basin. *Problemy Arktiki*. Problems of Arctic. 1959, 7: 5–12. [In Russian].
8. Morison J., Smith J. D. Seasonal variations in the upper Arctic Ocean as observed at T-3. *Geophysical Research Letters*. 1981, 8 (7): 753–756.
9. Garmanov A.L., Koltyshev A.E., Nikiforov E.G., Timokhov L.A., Morison Dzh. Upper mixed layer in the Arctic basin. *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI. 2008, 448: 149. [In Russian].

10. Peralta-Ferriz C., Woodgate R.A. Seasonal and interannual variability of pan-Arctic surface mixed layer properties from 1979 to 2012 from hydrographic data, and the dominance of stratification for multiyear mixed layer depth shoaling. *Progress in Oceanography*. 2015, 134: 19–53. doi.org/10.1016/j.pocean.2014.12.005.
11. Nikiforov E.G. *Sterodinamicheskaya sistema Severnogo Ledovitogo okeana*. Sterodynamic system of the Arctic Ocean. St. Petersburg: AANII, 2006: 174 p. [In Russian].
12. Fer I. Weak Vertical Diffusion Allows Maintenance of Cold Halocline in the Central Arctic. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*. 2009, 2 (3): 148–152. doi: 10.1080/16742834.2009.11446789 2009.
13. Frolov I.E., Gudkovich Z.M., V.P. Karklin, Kovalev E.G., Smolianitskii V.M. *Nauchnye issledovaniia v Arktike. T. 2. Klimaticheskie izmeneniia ledianogo pokrova Evraziiskogo shelf'a*. Scientific research in the Arctic. T. 2. Climatic changes in the ice cover of the Eurasian shelf. St. Petersburg: Nauka, 2007: 135 p. [In Russian].
14. Stroeve J., Holland M.M., Meier W., Scambos T., Serreze M. Arctic sea ice decline: Faster than forecast. *Geophysical Research Letters*. 2007, 34: L09501. doi:10.1029/2007GL029703.
15. Kwok R., Rothrock D.A. Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958–2008. *Geophysical Research Letters*. 2009, 36 (15): L15501.
16. Macdonald R.W., Harner T., Fyfe J. Recent climate change in the Arctic and its impact on contaminant pathways and interpretation of temporal trend data. *Sci. Total Environ*. 2005, 342 (1–3): 5–86. doi: 10.1016/j.scitotenv.2004.12.059.
17. Frolov I.E., Ashik I.M., Kassens Kh., Poliakov I.V., Proshutinskii A.Iu., Sokolov V.T., Timokhov L.A. Anomalous changes in the thermohaline structure of the Arctic Ocean. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 2009, 429 (5): 688–690. [In Russian].
18. Timokhov L.A., Ashik I.M., Karpil V.Iu., Kassens Kh., Kirillov S.A., Poliakov I.V., Sokolov V.T., Frolov I.E., Cherniavskaya E.A. *Ekstremal'nye izmeneniia temperatury i solenosti vody arkticheskogo poverkhnostnogo sloia v 2007–2009 gg.* Extreme changes in temperature and salinity of the Arctic surface layer in 2007–2009. *Oceanography and sea ice. Contribution of Russia to the IPY 2007/08*. Moscow; St. Petersburg: Paulsen, 2011: 118–137. [In Russian].
19. Timokhov L., Ashik I., Dmitrenko I., Hoelemann J., Kassens H., Kirillov S., Polyakov I., Sokolov V. Extreme changes of the Arctic Ocean during and after IPY 2007/2008. *Polarforschung*. 2011. 81 (2): 85–102.
20. Steele M., Boyd T. Retreat of the Cold Halocline Layer in the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1998, 103 (C5): 10419–10435.
21. Polyakov I.V., Timokhov L.A., Alexeev V.A., Bacon S., Dmitrenko I.A., Fortier L., Frolov I.E., Gascard J.-C., Hansen E., Ivanov V.V., Laxon S., Mauritzen C., Perovich D., Shimada K., Simmons H.L., Sokolov V.T., Steele M., Toole J. Arctic Ocean warming reduces polar ice cap. *Journal of Physical Oceanography*. 2010, 40: 2743–2756. doi: 10.1175/2010JPO4339.1.
22. Polyakov I.V., Rippeth T.P., Fer I., Alkire M.B., Baumann T.M., Carmack E.C., Padman L. Weakening of cold halocline layer exposes sea ice to oceanic heat in the eastern Arctic Ocean. *Journal of Climate*. 2020. 33 (18): 8107–8123. doi: 10.1175/JCLI-D-19-0976.1.
23. Lebedev N.V., Karpil V.Iu., Pokrovskii O.M., Sokolov V.T., Timokhov L.A. A specialized database on the temperature and salinity of the waters of the Arctic basin and the marginal Arctic seas in winter. *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI. 2008, 448: 5–17. [In Russian].
24. Menemenlis D., Campin J.-M., Heimbach P., Hill C., Lee T., Nguyen A., Schodlok M., Zhang H. ECCO2: High Resolution Global Ocean and Sea Ice Data Synthesis. *AGU Fall Meeting Abstracts*. 2008, 31: 13–21.
25. Pokrovskii O.M., Timokhov L.A. Reconstruction of winter temperature and salinity fields in the Arctic Ocean. *Okeanologiya*. Oceanology. 2002, 42 (6): 822–830. [In Russian].
26. Lebedev N.V., Timokhov L.A., Nitishinskii M.A. Parametric model of vertical profiles (estimates of the upper mixed layer thickness based on observations at standard horizons). *Trudy Arkticheskogo*

i antarkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta. Proc. of AARI. 2008, 448: 242–247. [In Russian].

27. Cherniavskaia E. A., Timokhov L.A., Nikiforov E.G. Characteristics of the surface layer and the underlying halocline of the Arctic basin in winter (according to 1973–1979 data). *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2013, 1 (95): 5–17. [In Russian].

28. Janout M., Aksenov Y., Hölemann J., Rabe B., Schauer U., Polyakov I., Bacon S., Coward A., Karcher M., Lenn Y.D., Kassens H., Timokhov L. Kara Sea freshwater transport through Vilkitsky Strait: Variability, forcing and further pathways toward the western Arctic Ocean from a model and observations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015, 120 (7):4925–4944. doi:10.1002/2014JC010635.

29. Timokhov L.A., Tanis F. Environmental Working Group Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean. National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado, USA, 1997. <http://dx.doi.org/10.7265/N5H12ZX4>.

30. Karsakov A.L. *Okeanograficheskie issledovaniya na razreze «Kol'skij meridian» v Barentsevom more za period 1900–2008 gg.* Oceanographic research on the Kola Meridian section in the Barents Sea for the period 1900–2008. Murmansk: PINRO, 2009: 139 p. [In Russian].

31. Roach A.T., Aagaard K., Pease C.H., Salo S.A., Weingartner T., Pavlov V.K., Kulakov M.Yu. Direct measurements of transport and properties through the Bering Strait. *Journal of Geophysical Research*. 1995, 100 (C9): 18443–1845.

32. Woodgate R.A., Aagaard K., Weingartner T. Monthly temperature, salinity, and transport variability of the Bering Strait throughflow. *Geophysical Research Letters*. 2005, 32 (4): L04601. doi:10.1029/2004GL021880.

33. Timokhov L.A., Frolov I.E., Kassens H., Karpil V.Iu., Lebedev N.V. Malinovskii S.Iu., Poliakov I.V., Hölemann J. Changes in the thermohaline characteristics of the Arctic Ocean Transpolar System. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic 2016, 2 (108): 34–49. [In Russian].

34. Hill T., Lewicki P. *Statistics: Methods and Applications*. Tulsa, OK: StatSoft, 2007: 832 p.

35. Jackson J.M., Williams W.J., Carmack E.C. Winter sea-ice melt in the Canada Basin, Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*. 2012, 39: L03603. doi: 10.1029/2011GL050219.

36. Gelderloos R., Straneo F., Katsman C.A. Mechanisms behind the temporary shutdown of deep convection in the Labrador Sea: lessons from the great salinity anomaly years 1968–71. *Journal of Climate*. 2012, 25: 6743–6755. doi:10.1175/JCLI-D-1100549.1.

37. Barton B.I., Lenn Y.D., Lique C. Observed Atlantification of the Barents Sea causes the polar front to limit the expansion of winter sea ice. *Journal of Physical Oceanography*. 2018, 48 (8): 1849–1866.

38. Proshutinsky A.Y., Johnson M.A. Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*. 1997, 102: 12493–12514.

39. Proshutinsky A., Dukhovskoy D., Timmermans M. L., Krishfield R., Bamber J. L. Arctic circulation regimes. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 2015, 373 (2052): 1–18.

40. Morison J., Aagaard K., Steele M. Recent environmental changes in the Arctic: a review. *Arctic*. 2000, 53 (4): 359–371.

41. Wang J., Zhang J., Watanabe E., Ikeda M., Mizobata K., Walsh J.E., Bai X., Wu B. Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent? *Geophysical Research Letters*. 2009, 36: L05706. doi: 10.1029/08GL036706.

42. Overland J.E., Wang M. Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice. *Tellus*. 2010, 62A: 1–9.

43. Ivanov V.V., Timokhov L.A. Atlantic waters in the Arctic Transpolar System. *Meteorologiya i Gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2019, 4: 36–53. [In Russian].

44. Woodgate R.A., Weingartner T., Lindsay R. The 2007 Bering Strait oceanic heat flux and anomalous Arctic sea-ice retreat. *Geophysical Research Letters*. 2010, 37: L01602. doi: 10.1029/2009GL041621.

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-427-445>

УДК 556.13



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭКСТРЕМАЛЬНОГО ДРЕЙФА ЛЬДА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ, ПОЛУЧЕННЫЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛЬНЫХ РАСЧЕТОВ

С.В. КЛЯЧКИН*, Р.Б. ГУЗЕНКО, Р.И. МАЙ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

*svkl@aari.ru

Резюме

Для выявления основных параметров дрейфа льда в юго-западной части Карского моря и получения оценок экстремальных скоростей дрейфа заданной обеспеченности, включая статистическую связь с основными дрейфообразующими факторами, была использована разработанная в ААНИИ численная динамико-термодинамическая модель эволюции ледяного покрова.

С помощью модели была воспроизведена эволюция ледяного покрова в юго-западной части Карского моря за 3 месяца 2018 г. для трех вариантов пространственного разрешения: 5 км, 12,5 км и 25 км. Для трех специально выбранных точек были получены статистические оценки дрейфа льда, включая экстремальные значения заданной обеспеченности в терминах «1 раз в N лет». Были вычислены парные коэффициенты корреляции скорости дрейфа льда с основными влияющими на дрейф факторами в разных диапазонах скоростей, что позволило оценить изменение вклада каждого фактора в зависимости от скорости дрейфа. Показано, что, по мере увеличения скорости дрейфа, наиболее сложным образом меняется статистическая связь между дрейфом и сжатием льда. Выявлены основные черты влияния пространственной детализации модели на статистические оценки экстремального дрейфа.

Ключевые слова: Байдацкая губа, дрейф льда, коэффициент корреляции, пространственный шаг, статистическое распределение, численная модель, экстремальные скорости.

Для цитирования: Клячкин С.В., Гузенко Р.Б., Май Р.И. Статистические особенности экстремального дрейфа льда юго-западной части Карского моря, полученные по результатам модельных расчетов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 4. С. 427–445. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-427-445>.

Поступила 15.07.2020

После переработки 13.09.2020

Принята 07.10.2020

STATISTICAL RESULTS OF THE NUMERICAL MODEL OF SEA ICE DRIFT EXTREMES IN THE SOUTH-WESTERN PART OF THE KARA SEA

SERGEY V. KLYACHKIN*, ROMAN B. GUZENKO, RUSLAN I. MAY

State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

*svkl@aari.ru

Summary

The aim of the study was to identify the basic characteristics of ice drift in the south-western Kara Sea and to estimate the extreme drift speed of given probability, including its spatial variability and statistical correlation with the main drift-forming factors.

In order to obtain the ice drift data, the numerical dynamic-thermodynamic model of ice cover evolution developed in AARI was used. Its basic specific feature is imitation of ice cover with the help of so-called markers (conventional ice floes). Using three variants of the model grid net (25, 12.5 and 5 km), the ice conditions in the Baidara Bay and the adjoining area in January–March 2018 were simulated.

The analysis of the simulation results showed that the average ice drift (average ice transport) is directed from the Baidara Bay to the open sea, i.e. northward with slight deviations mostly to the west. A less detailed grid net results in a smoothed ice drift field, while an increase in the spatial resolution of the model increases the spatial contrasts of the ice drift.

The maximum values of the extreme ice drift velocity expressed as “once per N years” occur in the northern part of the model area at the directions of the north-western quarter (up to 1.5–1.8 m/s “once per 10 years” – “once per 100 years”, respectively). The frequency of ice drift velocity exceeding 0.3 m/s is about 4–7 %, and that of ice drift velocity exceeding 0.6 m/s is not more than 1 %.

At low drift velocity, the role of inertia is very high, but as the drift rate grows, the inertia contribution decreases noticeably. At increasing drift velocity, the statistical correlation between the ice drift (on the one hand) and the wind, current and sea level tilt (on the other hand) becomes evident. This effect is especially evident for the correlation “drift / wind”. The correlation “drift / ice pressure” depends on the drift speed more or less noticeably at low and high drift speeds, when unidirectional changes of the ice drift and ice pressure happen more often than the opposite ones. At the drift velocities within 0.15–0.60 m/s, the correlation between the ice drift and ice pressure is insignificant, i.e. the unidirectional and opposite changes of the ice drift and ice pressure are almost equally likely.

Keywords: Baidara Bay, correlation coefficient, extreme velocities, ice drift, numerical model, spatial resolution, statistical distribution.

For Citation: Klyachkin S.V., Guzenko R.B., May R.I. Statistical results of the numerical model of sea ice drift extremes in the south-western part of the Kara Sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (4): 427–445. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-427-445>.

Received 15.07.2020

Revised 13.09.2020

Accepted 07.10.2020

ВВЕДЕНИЕ

Дрейф морских льдов является одним из наиболее важных явлений, определяющих состояние ледяного покрова и его влияние на любые виды хозяйственной деятельности. Иногда, при определенных сочетаниях внешних сил и свойств самого ледяного покрова, скорости дрейфа могут достигать очень больших значений, что создает угрозы морским инженерным объектам, а в отдельных случаях — даже безопасности людей.

Природа и статистика экстремального дрейфа морских льдов давно привлекали внимание отечественных и зарубежных исследователей. И если физический механизм возникновения дрейфа с экстремально высокими скоростями не зависит от региона, то вопрос о статистике экстремального дрейфа представляется принципиально неисчерпаемым, поскольку каждый регион — будь то крупное море или маленький залив — обладает своими уникальными, присущими только ему особенностями.

Для получения статистических оценок, характеризующих экстремальный дрейф льда, необходимы значительные объемы натурных данных. Однако натурные наблю-

дения за дрейфом сопряжены с целым рядом трудностей и ограничений технического, организационного и финансового характера. Поэтому для получения больших объемов данных о дрейфе льда целесообразно прибегнуть к использованию численной математической модели, которая позволит сравнительно быстро и дешево воспроизвести дрейф льда практически в любой точке в течение длительного промежутка времени (недели, месяцы, годы) с достаточно высокой временной дискретностью. С этой точки зрения динамико-термодинамическая модель прогноза эволюции ледяного покрова, разработанная в ААНИИ [1, 2], является вполне приемлемым инструментом получения массовых данных о дрейфе ледяного покрова. В течение последних 15 лет эта модель широко используется для составления оперативных ледовых прогнозов в арктических морях России и показала весьма удовлетворительные результаты: оправдываемость в среднем составляет 90–95 % при устойчивой положительной эффективности [3, 4].

В рамках данной работы предполагается, помимо выявления основных параметров дрейфа льда в юго-западной части Карского моря, оценить экстремальные скорости дрейфа заданной обеспеченности, включая их пространственную изменчивость, соотношение с максимальными скоростями, полученными непосредственно по модельным расчетам, зависимость от пространственного разрешения модели, статистическую связь с основными дрейфообразующими факторами.

ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ

В качестве океанского блока в модели ААНИИ используется модель Принстонского университета (Princeton Ocean Model, модель POM) [5, 6].

Главной особенностью этой модели является описание вертикальной структуры океана с помощью так называемых σ -координат, т. е. фиксированного количества слоев, толщина которых переменна и зависит от глубины места. Система уравнений модели включает уравнения движения, неразрывности, баланса турбулентной энергии, диффузии тепла и солей.

Для оптимизации расчета в модели POM разделены вертикально интегрированные уравнения (баротропный модуль) и уравнения вертикальной структуры (бароклиный модуль). Уравнения баротропной скорости получены интеграцией по глубине уравнений бароклиного модуля, этим самым устраняется вся вертикальная структура.

На открытой границе для баротропной моды задаются функция расхода воды и приливные явления, предвычисленные по гармоническим постоянным восьми главных приливных волн [7], для бароклиной моды используется условие излучения [6, 8]. Условия на границе «океан — атмосфера» определяются потоками тепла (турбулентными и радиационными) и обменом импульсом [9, 10, 11].

Термическая эволюция ледяного покрова основывается на уравнении теплового баланса двухслойной среды «лед — снег» [12]. В период нарастания толщины льда задача решается аналитически при следующих допущениях:

- вертикальные профили температуры льда и температуры снега в период ледообразования считаются линейными, что характерно для молодых и однолетних льдов, встречающихся в Байдарацкой губе;
- потоки тепла через лед и через снег считаются одинаковыми;
- толщина снега определяется по толщине льда с помощью эмпирических соотношений.

В период таяния ледяного покрова учитывается наличие снега на льду, а также изменение альбедо снежно-ледяного покрова в процессе таяния. Сток пресной воды в море определяется толщиной слоя растаявшего льда.

Динамика ледяного покрова рассчитывается на основе уравнения движения, где в правой части присутствуют слагаемые, описывающие касательные напряжения на верхней и нижней поверхностях льда, силу Кориолиса, силу, обусловленную наклоном уровня, и силу внутреннего взаимодействия в ледяном покрове.

Напряжения на поверхностях льда, обусловленные воздействием ветра и течений, оцениваются с помощью известного квадратичного закона [13], при этом коэффициенты трения зависят от торосистости льда. Сила Кориолиса и проекция силы тяжести на поверхность моря задаются традиционно.

В данной модели считается, что ледяной покров проявляет свойства, характерные для вязкопластических сред. Вязкое взаимодействие в ледяном покрове подробно рассмотрено в работе [14]. Согласно этой работе, сила внутреннего взаимодействия пропорциональна дивергенции внутренних напряжений. Внутренние напряжения $\sigma_{\xi\xi}$, $\sigma_{\chi\chi}$, соответствующие главным осям тензора скоростей деформаций, рассчитываются по формуле:

$$\sigma_{\xi\xi} = K \dot{\epsilon}_{\xi\xi}, \quad \sigma_{\chi\chi} = K \dot{\epsilon}_{\chi\chi}. \quad (1)$$

Параметр K определяется следующим образом:

1) $K = K_0 H(3C - 2)$ при выполнении каждого из всех следующих условий:

$$\text{а) } C \geq 0,67;$$

$$\text{б) } \operatorname{div}\{\vec{W}\} \leq 0;$$

$$\text{в) } \dot{\epsilon}_{\xi\xi} < 0 \text{ либо } \dot{\epsilon}_{\chi\chi} < 0; \quad (2)$$

2) $K = 0$ при невыполнении хотя бы одного из условий (2).

Здесь: $K_0 = 1,2 \cdot 10^{10} \text{ кг с}^{-1} \cdot \text{м}^{-2}$, $\dot{\epsilon}_{\xi\xi}$, $\dot{\epsilon}_{\chi\chi}$ — инварианты тензора скоростей деформаций, соответствующие осям ξ , χ эллипса деформаций, C — сплоченность льда, W — скорость дрейфа, H — толщина льда.

Отличительной особенностью деформирования пластических сред является наличие порогового механизма, т. е. среда деформируется при достаточно больших внешних нагрузках. Если напряжения в ледяном покрове превышают некоторый предел, то в этом случае модель допускает возможность торошения, т. е. накопления «лишнего» объема льда в пределах некоторой площади (ячейки сетки). В данном случае этот предел оценивается как устойчивость ледяной пластины, лежащей на упругом основании, по отношению к продольному изгибу [15]. Если напряжение недостаточно, то, чтобы накопления лишнего объема не происходило, применяется специальный искусственный прием, заключающийся в итеративной коррекции поля дрейфа в соответствии с условием неотрицательной дивергенции.

Описанный принцип по существу имитирует пластическое поведение ледяного покрова.

На твердой границе при нажимном дрейфе нормальная к берегу компонента равна нулю, касательная компонента дрейфа трансформируется в зависимости от угла между направлением дрейфа и направлением береговой черты. На кромке льда напряжения равны нулю.

На границах расчетной области при дрейфе, направленном внутрь расчетной области, градиенты сплоченности (общей и частной) и скорости равны нулю; при

выносном дрейфе градиенты сплоченности и скорости на границе равны соответствующим градиентам в ближайшей внутренней ячейке.

Численная схема модели построена на основе равноплощадных сеток, причем пространственный шаг сетки может варьироваться от 5 до 50 км в зависимости от размеров модельной области. Временной шаг модели составляет:

– в океанском блоке для баротропного модуля — 5 секунд, для бароклинного — 2,5 минуты;

– в ледовом блоке для расчета динамики — 10 минут, для расчета теплового нарастания (таяния) — 1 час.

Временная дискретность обмена условиями между льдом и океаном составляет 1 час. Перед выполнением собственно прогностического расчета осуществляется «разгон» океана, продолжительность которого составляет 10 приливных циклов.

Ледяной покров представлен набором маркеров, каждый из которых характеризуется пространственными координатами в декартовой системе, толщиной, прибавкой толщины за счет торосов и скоростью. Перемещение и термическое изменение толщины рассчитывается отдельно для каждого маркера. Количество возрастных градаций льда принято равным 6 (молодой, однолетний тонкий, однолетний средний, однолетний толстый, двухлетний и многолетний).

Силы внутреннего взаимодействия, возникающие при дрейфе, считаются одинаковыми в пределах ячейки. Выторашиваемые маркеры исключаются из дальнейшего расчета, а их суммарная толщина равномерно распределяется среди оставшихся маркеров данной ячейки как прибавка толщины за счет торосов. Соотношение толщины ровного льда и прибавки толщины, обусловленной торосами, определяет торосистость данного маркера, которая, как отмечалось выше, учитывается при расчете тангенциальных напряжений на поверхностях льда.

Главным источником первичных фактических данных по ледяному покрову в настоящее время являются спутниковые снимки в различных спектральных диапазонах и с различной разрешающей способностью, на основе которых составляются электронные ледовые карты в соответствии с международным стандартом передачи ледовых данных SIGRID-3. Если на фактической ледовой карте есть зоны, по которым данные отсутствуют, такие пробелы восполняются из результатов предыдущего прогноза. Поскольку ледовые карты, построенные в соответствии со стандартом SIGRID-3, не содержат информации о толщине, торосистости и разрушенности льда в явном виде, то значения этих характеристик берутся из результатов предыдущего расчета (прогноза).

Подготовка гидрологических данных заключается в применении специальной процедуры согласования результатов предыдущего прогноза температуры и солености воды с фактическим распределением ледяного покрова на момент составления нового прогноза.

В качестве данных метеорологического форсинга используются результаты глобальной модели атмосферы Глобальной прогностической системы США (Global Forecasting System, GFS). Эти данные представляют собой бинарные матрицы прогностических полей приземной температуры воздуха и атмосферного давления на уровне моря в регулярной сферической сетке с шагом $0,5^\circ$, временной дискретностью 3 часа и заблаговременностью от 0 (диагноз) до 168 часов.

ОПИСАНИЕ РАСЧЕТОВ

С помощью описанной модели были выполнены расчеты эволюции ледяного покрова (включая, естественно, дрейф) для трех модельных областей за период с 00 часов 02 января 2018 г. до 00 часов 03 апреля 2018 г. с временной дискретностью 1 час (рис. 1). Выбор такого временного отрезка обусловлен тем, что именно в середине зимы, т. е. в январе–марте, наблюдается наиболее интересное сочетание достаточно высоких значений толщины льда и относительно активной динамики ледяного покрова. В начале зимы (октябрь–декабрь) в данном районе преобладают льды незначительной толщины, а в конце зимнего сезона (апрель–май), когда толщина льда приближается к сезонному максимуму, мобильность ледяного покрова заметно снижается.

Первая модельная область включала всю акваторию Карского и восточную половину Баренцева моря и была аппроксимирована сеткой с шагом 25 км. Вторая область охватывала юго-западную часть Карского моря (сетка с пространственным шагом 12,5 км). И, наконец, третья область включала Байдарацкую губу с прилегающими с севера подходами (сетка с шагом 5 км). Таким образом, для каждой ячейки сетки каждого модельного региона были получены по 2185 значений ос-

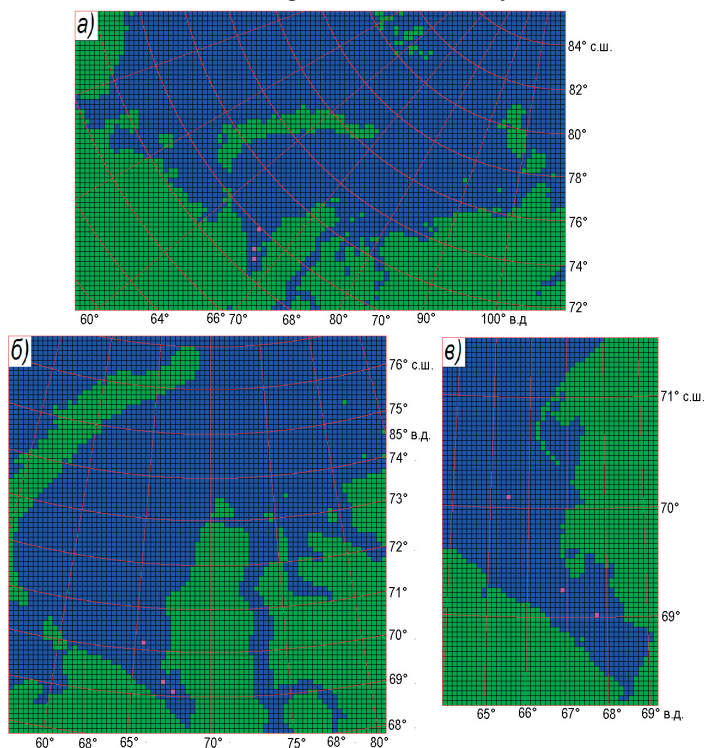


Рис. 1. Три модельные области, аппроксимированные расчетными сетками с разрешением 25 км (а), 12,5 км (б) и 5 км (в). Красные точки показывают положение ячеек, использованных для анализа модельных результатов

Fig. 1. Three model domains showing model grids with a spatial resolution of 25 km (a), 12.5 km (b) and 5 km (c). The red dots indicate three representative locations used for a detailed analysis of the model output

новых параметров ледяного покрова, что представляется вполне достаточным для корректного статистического анализа.

Понятно, что сетка с более высоким пространственным разрешением позволяет более подробно отобразить детали ледовых условий и береговой черты. Поэтому есть основания полагать, что модельные расчеты с использованием сеток с разным пространственным разрешением должны дать представление о том, как меняется статистика экстремального дрейфа в зависимости от пространственного масштаба рассмотрения процесса.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Основные черты дрейфа льда в Байдарацкой губе и прилегающих районах

Прежде всего были рассчитаны самые простые статистики, дающие представление об общем фоне скоростей дрейфа в рассматриваемом регионе. Для этого были выбраны три наиболее репрезентативные, на наш взгляд, точки, расположенные соответственно в центре Бадарацкой губы (южная точка), непосредственно в горле губы (центральная точка) и севернее горла губы (северная точка). Отметим, что в данном случае понятие «точка» означает 1 ячейку сетки, т. е., строго говоря, имеется в виду не точка, а квадратная площадка со стороной, равной шагу сетки (25, 12,5 и 5 км соответственно).

В табл. 1 представлены средние значения толщины, торосистости, сжатия и дрейфа льда (среднего переноса) в этих точках. Принято, что положительные значения проекции дрейфа на параллель означают «на восток», отрицательные — «на запад». Аналогично для проекции дрейфа на меридиан: знак «плюс» означает «на север», знак «минус» — «на юг».

Таблица 1

**Средние значения толщины, торосистости, сжатия и дрейфа льда
в трех выбранных точках**

Table 1

**Average values of ice thickness, equivalent ice ridge thickness, ice pressure,
and ice drift in three representative locations**

Точка	Толщина льда, м	Эквивалентная толщина торосов, м	Сжатие, кПа	Дрейф (проекция на параллель), м/с	Дрейф (проекция на меридиан), м/с
Сетка с шагом 5 км					
Северная	0,37	0,21	22	–0,05	0,06
Центральная	0,40	0,23	39	–0,02	0,03
Южная	0,42	0,27	47	–0,01	0,02
Сетка с шагом 12,5 км					
Северная	0,38	0,17	24	–0,04	0,05
Центральная	0,40	0,16	45	0,00	0,02
Южная	0,45	0,22	49	–0,01	0,01
Сетка с шагом 25 км					
Северная	0,37	0,09	20	–0,01	0,03
Центральная	0,36	0,10	32	–0,01	0,02
Южная	0,40	0,12	33	0,00	0,01

Из табл. 1 видно, что в целом средний дрейф (средний перенос) направлен на север с небольшими отклонениями преимущественно к западу при скоростях в основном 2–3 см/с. Отметим, что наименьшие скорости для всех трех моделей характерны для южной точки в центре губы, а по мере движения к северу скорости возрастают. Это, в общем, понятно: в центре и в горле губы пространство для дрейфа ограничено, а севернее горла движение льда более свободное. Соответственно, сжатия льда распределены в обратном порядке, т. е. уменьшаются по мере движения с юга на север. То же относится и к толщине льда, и к эквивалентной толщине торосов. Таким образом, все три модели показали качественно схожие картины, а именно: в данном регионе преобладает выносной дрейф, направленный из Байдарацкой губы на север в сторону открытого моря.

Вместе с тем использование более грубой сетки дает более сглаженное по пространству поле дрейфа, тогда как увеличение пространственной детализации модели приводит к росту пространственных контрастов скоростей дрейфа. Различия между южной и северной точками по компонентам скоростей для 5-километровой модели составляет около 0,04–0,05 м/с, для 12,5-километровой — 0,03–0,04 м/с, а для 25-километровой — 0,01–0,02 м/с.

Вообще, средние скорости дрейфа, полученные по моделям с малым шагом сетки, оказались в целом выше, чем по модели с грубой сеткой. Это может быть связано с тем, что характеристики динамики ледяного покрова, взятые из «большой» 25-километровой ячейки, представляют собой осреднение по сравнительно большой площади (625 км²), в результате чего высокие скорости на стрежне генерального дрейфа и низкие скорости на периферии стрежня друг друга взаимно компенсируют. Осреднение скорости дрейфа по малой ячейке, расположенной примерно на линии стрежня, дает более высокие значения, т. к. периферия стрежня в малую ячейку не попадает.

Таблица 2

**Повторяемость (%) скорости дрейфа льда (м/с) в трех точках
по результатам модельных расчетов по трем сеткам**

Table 2

**Frequency of occurrence (%) of the ice drift speed (m/s) in three locations
obtained from modelling results with three variants of spatial resolution**

Точка	Диапазоны скорости, м/с										
	0,01– 0,09	0,10– 0,19	0,20– 0,29	0,30– 0,39	0,40– 0,49	0,50– 0,59	0,60– 0,69	0,70– 0,79	0,80– 0,89	0,90– 0,99	≥1,00
Сетка с шагом 5 км											
Северная	43,58	26,16	12,49	7,41	4,97	2,77	0,98	0,69	0,58	0,20	0,18
Центральная	61,58	25,10	8,14	3,19	1,22	0,63	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00
Южная	70,49	17,08	7,02	3,18	1,27	0,73	0,19	0,03	0,00	0,00	0,00
Сетка с шагом 12,5 км											
Северная	55,77	26,01	8,95	4,73	2,26	1,57	0,48	0,12	0,09	0,03	0,00
Центральная	73,33	18,84	5,80	1,46	0,39	0,13	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Южная	79,11	14,85	4,92	0,94	0,13	0,04	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00
Сетка с шагом 25 км											
Северная	72,38	19,62	4,96	2,02	0,68	0,20	0,06	0,09	0,00	0,00	0,00
Центральная	67,14	21,53	7,45	2,65	0,71	0,20	0,11	0,15	0,04	0,02	0,00
Южная	71,94	20,56	5,05	1,42	0,49	0,25	0,17	0,07	0,04	0,01	0,00

Также стоит отметить, что в южных точках, где дрейф стеснен берегами, модели с малым шагом дают более высокие значения сжатия, а модель с большим шагом — меньшие сжатия. В северной — наиболее «свободной» — точке по всем трем моделям получены очень близкие значения сжатий.

В табл. 2 приводятся функции распределения скоростей для каждой точки, полученные по результатам модельных расчетов.

Табл. 2 показывает, что общий характер распределения скоростей для всех трех точек и всех трех сеток имеет экспоненциальный характер: малые скорости (до 0,09 м/с) имеют наибольшую повторяемость, а по мере увеличения скорости повторяемость снижается. Однако если диапазон малых скоростей рассмотреть более подробно, то, очевидно, окажется, что максимум повторяемости приходится не на нулевые скорости, а в основном на значения от 0,03 до 0,08 м/с, т. е. распределение в области минимальных значений больше похоже на логнормальное. Что же касается скоростей более 0,30 м/с, то их повторяемость не превышает нескольких процентов, скорости более 0,60 м/с имеют повторяемость порядка десятых-сотых долей процента, а скорости выше 1 м/с в 2018 г. вообще практически не встречались.

Расчетные максимальные скорости дрейфа и экстремальные скорости заданной обеспеченности

Определенный интерес представляет соотношение между максимальными скоростями, полученными непосредственно по модельным расчетами, и экстремальными скоростями заданной обеспеченности, полученными по методу Гумбеля.

На рис. 2 показаны графики распределения повторяемости дрейфа льда по направлениям, а также средние и экстремальные скорости дрейфа по направлениям. Экстремальные значения вычислены с помощью известного метода Гумбеля [16], который позволяет получить оценку экстремума (максимума) заданной обеспеченности по известным значениям среднего арифметического и среднеквадратического отклонения при условии, что в области максимальных значений распределение близко к нормальному или экспоненциальному. Как видно из рисунка, наиболее значительные экстремальные скорости дрейфа (от 1 м/с и более «1 раз в год» до 1,5 м/с и более «1 раз в 100 лет») получились в северной точке для направлений северо-западной четверти при использовании моделей с малым шагом (рис. 2а,б). В южных точках (рис. 2ж-и) экстремальные скорости даже «1 раз в 100 лет» в основном не превышают 1 м/с. При использовании модели с большим шагом экстремальные скорости оказались заметно ниже: только в центральной точке (рис. 2е) при направлениях северо-восточной четверти значения «1 раз в 100 лет» несколько превышают 1 м/с, во всех остальных случаях — порядка 0,6–0,8 м/с.

Интересно отметить, что при использовании модели с большим шагом наибольшие скорости дрейфа по отдельным направлениям получились не в северной точке, а в центральной, хотя наибольший перенос — в северной. Модели с меньшими шагами такого расхождения не дали: и скорости по отдельным направлениям, и перенос оказались максимальными в северной точке. Кроме того, бросается в глаза еще одна особенность: направления, по которым отмечаются наибольшие максимальные скорости, не всегда совпадают с направлением результирующего переноса. Это означает, что результирующий перенос, направленный преимущественно на север, определяется не столько скоростями дрейфа северной четверти, сколько высокой повторяемостью дрейфа именно этого направления.

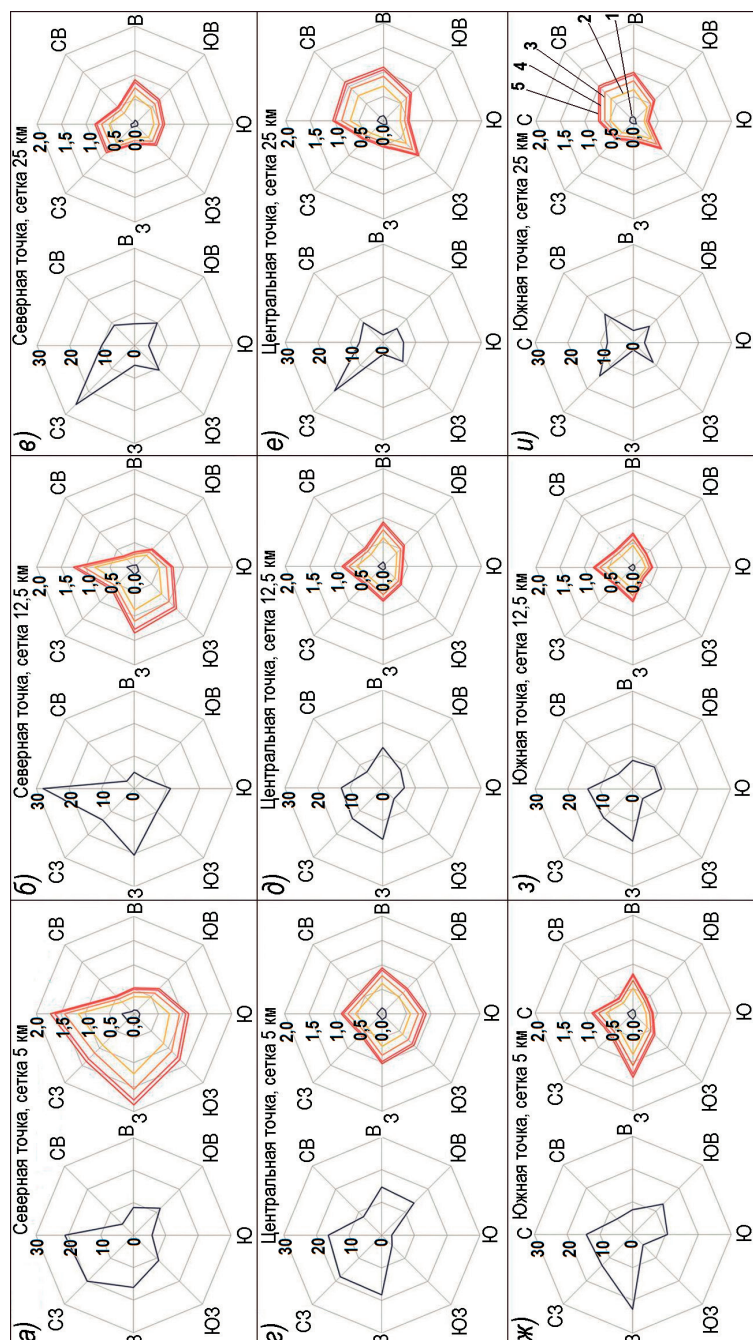


Рис. 2. Повторяемость (%) дрейфа льда по 8 основным направлениям (диаграммы слева на каждом из рисунков ($a-u$)), а также средние и экстремальные скорости (м/с) дрейфа по 8 основным направлениям (диаграммы справа на каждом из рисунков ($a-u$))

1 — средние скорости, 2 — экстремальные скорости «1 раз в году», 3 — экстремальные скорости «1 раз в 10 лет», 4 — экстремальные скорости «1 раз в 50 лет», 5 — экстремальные скорости «1 раз в 100 лет»

Fig. 2. Frequency of occurrence (%) of the ice drift by 8 main directions (the left diagram in every picture ($a-u$)), and average and extreme ice drift velocities (m/s) by 8 main directions (the right diagram in every picture ($a-u$))

1 — average velocities, 2 — extreme velocities “once per 1 year”, 3 — extreme velocities “once per 10 years”, 4 — extreme velocities “once per 50 years”, 5 — extreme velocities “once per 100 years”

Таблица 3

Table 3

Средние, максимальные и экстремальные значения скоростей дрейфа льда, обобщенные по всем направлениям

Average, maximum and extreme values of the ice drift generalized by all directions

Точка	По модельным расчетам, м/с				По методу Гумбеля, м/с				
	Средняя скорость	Абсолютный максимум	Средневзвешенное из максимумов	Среднеквадратическое отклонение	Обеспеченность				
					50 %	1 раз в год	1 раз в 10 лет	1 раз в 50 лет	1 раз в 100 лет
Северная	0,17	1,00	0,73	0,15	0,15	1,00	1,27	1,46	1,54
Центральная	0,10	0,65	0,55	0,08	0,09	0,54	0,69	0,79	0,83
Южная	0,09	0,81	0,55	0,09	0,08	0,59	0,75	0,86	0,91
Сетка с шагом 5 км									
Северная	0,12	0,94	0,67	0,11	0,10	0,73	0,93	1,06	1,12
Центральная	0,07	0,63	0,45	0,07	0,06	0,46	0,58	0,67	0,71
Южная	0,06	0,80	0,46	0,06	0,05	0,39	0,50	0,57	0,61
Сетка с шагом 12,5 км									
Северная	0,08	0,79	0,57	0,07	0,07	0,47	0,59	0,68	0,72
Центральная	0,09	0,92	0,56	0,08	0,08	0,53	0,68	0,78	0,82
Южная	0,07	0,91	0,56	0,08	0,06	0,51	0,66	0,76	0,80
Сетка с шагом 25 км									

Если рассматривать векторы дрейфа в каждой точке, по каждой сетке и по каждому направлению как отдельные выборки, то экстремум обеспеченностью «1 раз в год», определенный по такой выборке, и максимум выборки теоретически должны быть близки друг к другу. Понятно, что для каждой выборки это соотношение может варьироваться, но в среднем модельные максимумы действительно оказались практически равны экстремумам «1 раз в год», полученным по методу Гумбеля (разница составила около -2%). Экстремумы «1 раз в 10 лет» превышают модельные максимумы в среднем на 21% , «1 раз в 50 лет» — на 39% , «1 раз в 100 лет» — на 46% .

Для большей наглядности в табл. 3 приводятся значения экстремумов, полученных по модельным расчетам и по методу Гумбеля, обобщенные по восьми направлениям.

При анализе табл. 3 необходимо иметь в виду следующее.

Гумбелевские экстремумы в очень большой степени зависят от среднеквадратического отклонения (СКО) выборки, а если СКО рассчитывается по «объединенной» выборке (включающей векторы всех направлений), то вклад абсолютного максимума выборки (максимума из максимальных значений каждого направления) в СКО резко падает, т. е. абсолютный максимум выборки можно рассматривать как случайный выброс, мало влияющий на статистику. Поэтому, когда экстремумы по методу Гумбеля определяются по объединенной выборке, экстремум «1 раз в год» следует, на наш взгляд, сопоставлять не с абсолютным максимумом выборки, а со средневзвешенным из максимумов по каждому направлению, где в качестве весовых коэффициентов используются значения повторяемости дрейфа каждого направления.

Как видно из табл. 3, гумбелевские экстремумы «1 раз в год» в случае объединенной выборки практически равны средневзвешенным максимумам, полученным по модельным расчетам (среднее соотношение равно $1,02$). Для экстремумов «1 раз в 10 лет», «1 раз в 50 лет» и «1 раз в 100 лет» эти соотношения составляют $1,30$, $1,50$ и $1,58$ соответственно. Это является косвенным подтверждением адекватности оценок экстремального дрейфа, полученных с помощью метода Гумбеля.

Статистическая связь скорости дрейфа с основными дрейфообразующими факторами

Возникновение высоких скоростей дрейфа определяется сочетанием факторов, порождающих дрейф льда или влияющих на него. К числу этих факторов, как известно, относятся ветер, течения, наклон уровня, внутреннее взаимодействие в ледяном покрове, толщина льда и шероховатость его поверхностей, т. е. торосистость. Кроме того, когда речь идет о дрейфе за промежутки времени, исчисляемые часами, значительную роль играет инерция, т. е. динамика льда в предшествующий момент (или период) времени. Вклад каждого из перечисленных факторов разный и меняется в зависимости от многих условий. Например, известно, что вклад ветра и течений, как правило, зависит от продолжительности периода, за который рассматривается дрейф: дрейф, осредненный за период не более нескольких суток, в большей степени определяется ветром, а дрейф за несколько недель или месяцев — течениями.

Для установления роли каждого фактора в зависимости от скорости дрейфа был выполнен следующий анализ. Все векторы дрейфа, полученные по модельным расчетам по каждой модельной сетке, были разбиты на группы по значению модуля скорости дрейфа: менее $0,15$ м/с, $0,15-0,30$ м/с, $0,30-0,45$ м/с, $0,45-0,60$ м/с и более $0,60$ м/с. Для каждой группы была выполнена оценка статистической связи дрейфа

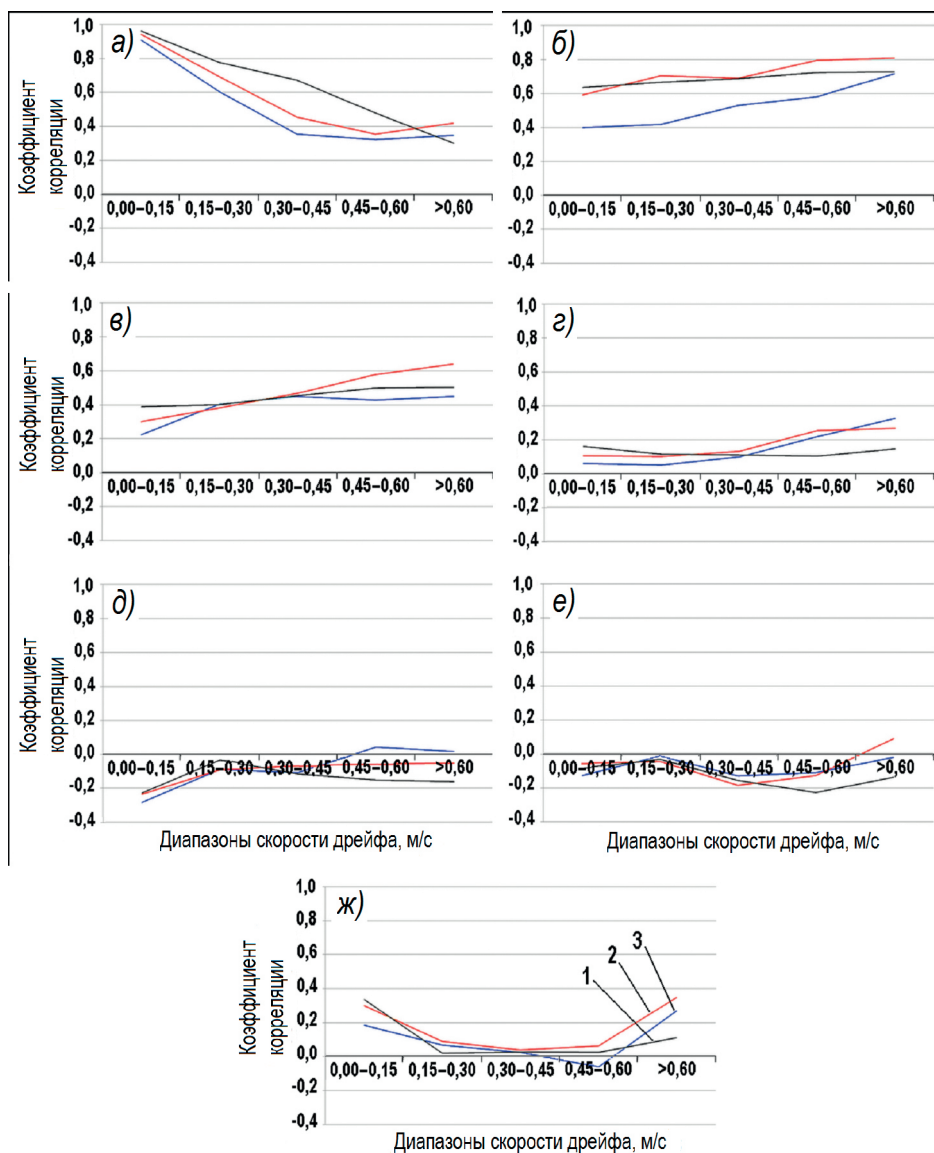


Рис. 3. Коэффициенты корреляции между дрейфом и основными дрейфообразующими факторами при различных диапазонах скорости дрейфа: 1 — сетка с шагом 5 км, 2 — сетка с шагом 12,5 км, 3 — сетка с шагом 25 км

а) дрейф / дрейф (инерция); б) дрейф / ветер; в) дрейф / течение; г) дрейф / градиент уровня; д) дрейф / толщина; е) дрейф / эквивалентная толщина торосов; ж) дрейф / сжатие

Fig. 3 Correlation coefficients between the sea-ice drift and the main forcing factors for various ranges of the ice drift velocities and the spatial resolution of the model: 5 km (1), 12.5 km (2) and 25 km (3).

а) ice drift / ice drift (inertia); б) ice drift / wind; в) ice drift / sea current; г) ice drift / sea level tilt; д) ice drift / ice thickness; е) ice drift / equivalent ice ridge thickness; ж) ice drift / ice pressure

льда с каждым из перечисленных выше факторов. В качестве показателя связи между дрейфом и «дрейфообразующим» фактором был принят парный коэффициент корреляции. Единственное исключение — это влияние инерции, которое оценивалось по значению автокорреляционной функции дрейфа с временным сдвигом, равным 1 часу. Результаты этих тестов представлены на рис. 3.

При малых скоростях очень велика роль инерции (коэффициенты корреляции составляют около 0,90), однако с увеличением скорости она радикально снижается (до 0,30–0,40), т. е. при больших скоростях дрейф статистически мало связан с предшествующим состоянием (рис. 3а). Однако для моделей с разным шагом сетки эти изменения несколько отличаются. В случае сетки с малым шагом (5 км) происходит монотонное, почти линейное снижение коэффициента корреляции от 0,96 при скоростях менее 0,15 м/с до 0,30 при скоростях более 0,60 м/с. При использовании модели с более крупной сеткой (12,5 км) снижение несколько более резкое, но только до скоростей 0,45–0,60 м/с, а при максимальных скоростях (более 0,60 м/с) коэффициент стабилизируется и даже чуть увеличивается. Наконец, при использовании самой грубой сетки (25 км) снижение коэффициента еще резче, но только до скоростей 0,30–0,45 м/с, а затем, при более высоких скоростях, коэффициент тоже стабилизируется.

Зависимость дрейфа от ветра и течений — совершенно обратная (рис. 3б и 3в). По мере роста скорости дрейфа вклад этих факторов заметно увеличивается: в случае «дрейф / ветер» — от 0,40–0,65 до 0,70–0,80, в случае «дрейф / течение» — от 0,20–0,40 до 0,50–0,65. В целом увеличение связей «дрейф / ветер» и «дрейф / течение» не столь резкое, как снижение зависимости дрейфа от инерции, т. е. вклад ветра и течений в дрейф является значительным при любых скоростях дрейфа. Характерно, что наиболее интенсивный рост связи «дрейф / ветер» (от 0,40 до 0,70) отмечен для наиболее грубой сетки.

Также следует отметить некоторое увеличение связи между дрейфом и наклоном уровня, причем это увеличение становится более заметным, когда скорости дрейфа достигают довольно больших значений — 0,45 м/с и более (рис. 3г). При меньших скоростях связь «дрейф / наклон уровня» практически не меняется. В целом общий фон показателей связи «дрейф / наклон уровня» невысок: от 0,05–0,15 при малых скоростях дрейфа до 0,15–0,35 при больших скоростях, что гораздо меньше, чем связь «дрейф / ветер» и «дрейф / течение».

Что касается статистической связи между дрейфом льда и его толщиной (рис. 3д), а также между дрейфом и торосистостью (рис. 3е), то необходимо отметить следующее. Во-первых, абсолютные значения коэффициентов корреляции незначительны, в основном в пределах от –0,25 до 0,10, т. е. связь крайне неустойчива. Это, по-видимому, можно объяснить тем, что вклад толщины и торосистости «теряется» на фоне других, более значимых факторов. Во-вторых, коэффициенты корреляции преимущественно имеют отрицательные значения, т. е. в основном более толстые и более торосистые льды имеют меньшие скорости дрейфа, что в принципе общеизвестно. Что касается тенденций изменения связи по мере увеличения скорости дрейфа, то можно с высокой долей осторожности говорить о том, что при малых скоростях отрицательное влияние толщины на дрейф несколько более заметно, а при увеличении скорости это влияние практически пропадает. В случае торосистости ситуация обратная: при малых скоростях дрейфа связь «дрейф / торосистость» прак-

тически отсутствует, затем, по мере роста скорости, отрицательное влияние торсисности становится чуть более существенным, а при максимальных скоростях дрейфа (более 0,60 м/с) связь снова становится практически нулевой. Но, подчеркнем еще раз, общий фон абсолютных значений коэффициентов корреляции настолько мал, что говорить о каких-либо закономерностях связей «дрейф / толщина» и «дрейф / торсисность» очень сложно.

Наконец, вопрос о статистической взаимосвязи дрейфа и сжатия представляется наиболее сложным и интересным. С одной стороны, дрейф порождает сжатия, сжатия влияют на дрейф, причем это влияние может приводить как к замедлению, так и к ускорению дрейфа. С другой стороны, давление льдин друг на друга может передаваться на очень большие расстояния, и при определенных условиях такое давление может приводить лед в движение даже там, где внешние силы (ветер, течения и т. д.) практически отсутствуют, т. е. сжатия могут порождать дрейф. Более того, достаточно сильные сжатия могут возникать в практически неподвижном льду, и, наоборот, сжатия могут практически отсутствовать при достаточно интенсивном дрейфе. График изменения статистической связи «дрейф / сжатие» по мере роста скорости дрейфа, приведенный на рис. 3ж, показывает, что связь дрейфа и сжатия более или менее заметна (коэффициенты корреляции составляют 0,20–0,40) при малых (менее 0,15 м/с) и, наоборот, при высоких (более 0,60 м/с) скоростях дрейфа. При «промежуточных» скоростях связь между дрейфом и сжатием практически незначима (в пределах $\pm 0,10$). Иными словами, при минимальных и при максимальных скоростях однонаправленные изменения скорости дрейфа и сжатия происходят несколько чаще, чем разнонаправленные, а при «средних» скоростях они практически равновероятны. Физически это можно объяснить, по всей видимости, следующим образом.

Как отмечалось выше, причинно-следственные связи дрейфа и сжатия весьма разнообразны, однако это разнообразие можно свести к 8 упрощенным вариантам:

- 1) рост скорости приводит к росту сжатия (однонаправленное изменение);
- 2) рост скорости приводит к уменьшению сжатия (разнонаправленное изменение);
- 3) уменьшение скорости приводит к росту сжатия (разнонаправленное изменение);
- 4) уменьшение скорости приводит к уменьшению сжатия (однонаправленное изменение);
- 5) рост сжатия приводит к росту скорости (однонаправленное изменение);
- 6) рост сжатия приводит к уменьшению скорости (разнонаправленное изменение);
- 7) уменьшение сжатия приводит к росту скорости (разнонаправленное изменение);
- 8) уменьшение сжатия приводит к уменьшению скорости (однонаправленное изменение).

Варианты 1–4 — это случаи, когда дрейф является причиной, а сжатие — следствием, в вариантах 5–8, наоборот, сжатие играет роль причины, а дрейф — следствия.

При малых скоростях дрейфа несколько затруднена реализация вариантов, связанных со снижением скорости дрейфа, поскольку скорость дрейфа и без того мала и ее

снижение не может быть настолько существенным, чтобы отразиться на статистике. Это в первую очередь относится к варианту № 6 «рост сжатия приводит к уменьшению скорости», т. е. один из вариантов разнонаправленного изменения дрейфа и сжатия имеет относительно меньшую вероятность. Это приводит к некоторому увеличению относительной вероятности остальных вариантов, прежде всего варианта № 1 «рост скорости приводит к росту сжатия». В результате суммарная вероятность однонаправленных изменений оказывается несколько выше, чем разнонаправленных.

При высоких скоростях должна быть понижена вероятность случаев роста скорости, т. к. скорость близка к экстремальной. Представляется, что это в первую очередь относится к варианту № 7 «уменьшение сжатия приводит к росту скорости», т. е. опять-таки снижается относительная вероятность разнонаправленного изменения и, соответственно, увеличивается относительная вероятность случаев однонаправленного изменения.

В случаях «промежуточных» скоростей как рост, так и уменьшение скорости происходят более свободно, и, соответственно, разнонаправленные и однонаправленные изменения почти равновероятны.

Наконец, необходимо отметить, что общий фон значений коэффициентов корреляции для связей «дрейф / наклон уровня», «дрейф / толщина», «дрейф / торосистость» и «дрейф / сжатие» довольно мал, что практически исключает возможность делать какие-либо предположения о влиянии пространственного шага модели на эти связи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С помощью динамико-термодинамической модели эволюции ледяного покрова были выполнены три серии модельных расчетов, имитирующих ледовые условия в Карском море с начала января до начала апреля 2018 г. с временной дискретностью, равной 1 часу, для трех вариантов пространственного разрешения расчетной сетки: 5 км, 12,5 км и 25 км.

Анализ полученных модельных результатов проводился применительно к акватории Байдацкой губы и прилегающих к ней северных подходов, т. к. только этот участок представлен на всех трех вариантах сеточной области.

Анализ показал следующее.

– Средний дрейф (средний перенос) льда в рассматриваемой зоне направлен из Байдацкой губы в сторону открытого моря, т. е. с юга на север с небольшими отклонениями преимущественно к западу. По мере движения с юга на север скорость дрейфа возрастает, а сжатия и торосистость льда, наоборот, уменьшаются. Использование более грубой сетки дает более сглаженное по пространству поле дрейфа, тогда как увеличение пространственной детализации модели приводит к росту пространственных контрастов скоростей дрейфа. Скорости дрейфа, полученные по моделям с малым шагом сетки, оказались в целом выше, чем по модели с грубой сеткой.

– Общий характер распределения скоростей дрейфа в области максимальных значений близок к экспоненциальному, что дает основания применить метод Гумбеля для оценки экстремумов (максимумов) заданной обеспеченности. Экстремальные скорости дрейфа, полученные с помощью распределения Гумбеля и выраженные в терминах «1 раз в N лет», имеют наибольшие значения (до 1,5–1,8 м/с при обеспеченности от «1 раз в 10 лет» — «1 раз в 100 лет») в северной части акватории при направлениях северо-западной четверти при использовании моделей с подробной

сеткой. При использовании грубой сетки скорости обеспеченностью «1 раз в 100 лет» практически везде и по всем направлениям не превышают 0,6–0,8 м/с.

— Анализ статистической связи скорости дрейфа с основными дрейфообразующими факторами показал, что при малых скоростях очень велика роль инерции (коэффициенты корреляции составляют порядка 0,90). По мере увеличения скорости роль инерции падает до 0,30–0,40. Зависимость дрейфа от ветра, течений и наклона уровня принципиально иная: по мере роста скорости дрейфа статистическая связь дрейфа и трех перечисленных факторов становится более тесной. В наибольшей степени это проявляется в случае связи «дрейф / ветер» (от 0,40–0,65 при малых скоростях до 0,70–0,80 при больших), в наименьшей — «дрейф / наклон уровня» (от 0,05–0,15 до 0,15–0,35). Общий фон значений коэффициентов корреляции «дрейф / толщина» и «дрейф / торосистость» очень низок, т. е. статистическая связь крайне неустойчива. Зависимость связи «дрейф / сжатие» от скорости дрейфа радикально отличается от всех упомянутых выше. При малых (менее 0,15 м/с) и при высоких (более 0,60 м/с) скоростях эта связь более или менее заметна (коэффициенты корреляции составляют 0,20–0,40). При скоростях от 0,15 до 0,60 м/с связь между дрейфом и сжатием практически незначима (в пределах $\pm 0,10$). Статистически это означает, что при минимальных и при максимальных скоростях однонаправленные изменения скорости дрейфа и сжатия происходят несколько чаще, чем разнонаправленные, а при «средних» скоростях они практически равновероятны. С точки зрения динамики можно предположить, что при малых скоростях рост сжатия реже приводит к заметному снижению скорости, а при высоких скоростях уменьшение сжатия реже приводит к заметному увеличению скорости. Это, собственно, и дает некоторое уменьшение вероятности разнонаправленных изменений и, соответственно, увеличение вероятности однонаправленных. При «средних» скоростях, т. е. равно «далеких» как от нуля, так и от экстремума, такие эффекты не должны проявляться.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Финансирование. Работа выполнена в рамках гранта РФФИ № 18-05-60109 «Формирование и эволюция опасных ледовых явлений и ледяных образований в Арктике при современных изменениях климата».

Competing interests. The authors declare the absence of competing interests.

Funding. The study was funded by the Russian Foundation of Basic Research (RFBR), project number 18–05–60109 “Formation and evolution of the dangerous ice phenomena and ice features in the Arctic at modern climate changes”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Клячкин С.В., Гузенко Р.Б., Май Р.И. Численная модель эволюции ледяного покрова арктических морей для оперативного прогнозирования // Лед и снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 83–96.
2. Клячкин С.В., Гузенко Р.Б., Май Р.И., Саперштейн Е.Б., Сергеева И.А., Ярославцева С.И. Численное моделирование динамики ледяного покрова в районе архипелага Шпицберген // Метеорология и гидрология. 2017. № 9. С. 108–118.
3. Миронов Е.У., Клячкин С.В., Юлин А.В. Новые методы и технологии ледовых прогнозов в арктических морях // Метеорология и гидрология. 2019. № 4. С. 26–35.
4. Клячкин С.В., Гузенко Р.Б., Май Р.И., Саперштейн Е.Б., Сергеева И.А., Ярославцева С.И. Методика, технология и результаты численных ледовых прогнозов заблаговременностью до

- 5 суток для российских арктических и замерзающих неарктических морей // Труды III Всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития». СПб.: Химиздат, 2019. С. 456–460.
5. *Blumberg A. F., Mellor G. L.* A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model // Three-Dimensional Coastal Ocean Models. V. 4 / Ed. N. Heaps. Washington, D.C.: American Geophysical Union (AGU), 1987. P. 208.
6. *Mellor G. L.* A three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model. Users guide. Program in Atmospheric and Oceanic Sciences. Princeton: Princeton University, 2003. 53 p.
7. *Foreman M.G.G.* Manual for tidal heights analysis and prediction. Pacific Marine Science Report 77-10. Sidney: Institute of Ocean Sciences, 1996. 58 p.
8. *Некрасов А.В.* Энергия океанских приливов. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 288 с.
9. *Gill A. E.* Atmosphere-Ocean Dynamics. Academic Press, 1982. V. 30. 662 p.
10. *Rosati A., Miyakoda K.* A general-circulation model for upper-ocean simulation // Journal of Physical Oceanography. 1988. № 18. P. 1601–1626.
11. *Zillman J. W.* Study of some aspects of the radiation and heat budgets of the Southern Hemisphere oceans // Bureau of Meteorology. 1972. Report 26. P. 44–62.
12. *Николаева А.Я., Шестериков Н.П.* Метод расчета ледовых условий (на примере моря Лаптевых) // Труды ААНИИ. 1970. Т. 292. С. 143–217.
13. *Гудкович З.М., Доронин Ю.П.* Дрейф морских льдов. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 112 с.
14. *Аппель И.Л., Гудкович З.М.* Численное моделирование и прогноз эволюции ледяного покрова арктических морей в период таяния. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 143 с.
15. *Хейсин Д.Е., Ивченко В.О.* Распространение ледовых сжатий в сплоченных льда // Океанология. 1975. Т. 15. № 5. С. 803–812.
16. *Гумбель Э.* Статистика экстремальных значений. М.: Мир, 1965. 586 с.

REFERENCES

1. *Klyachkin S.V., Guzenko R.B., May R.I.* Numerical model of the ice cover evolution in Arctic Seas for the operational forecasting. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2015, 55 (3): 83–96. [In Russian].
2. *Klyachkin S.V., Guzenko R.B., May R.I., Sapershtein Ye.B., Sergeyeva I.A., Yaroslavtseva S.I.* Numerical modeling of ice cover dynamics in the area of the Spitsbergen archipelago. *Meteorologiya i gidrologiya. Meteorology and Hydrology*. 2017, 9: 108–118. [In Russian].
3. *Mironov Ye.U., Klyachkin S.V., Yulin A.V.* New methods and technologies of ice forecasts for the Arctic Seas. *Meteorologiya i gidrologiya. Meteorology and Hydrology*. 2019, 4: 26–35. [In Russian].
4. *Klyachkin S.V., Guzenko R.B., May R.I., Sapershtein Ye.B., Sergeyeva I.A., Yaroslavtseva S.I.* Methodology, technology and results of numerical ice forecasts with advance period up to 5 days for the Russian Arctic and freezing non-Arctic seas. Proc. 3rd All-Russia Conference “Hydrometeorology and ecology: Scientific and educational achievements and perspectives”. St. Petersburg: Khimizdat, 2019: 456–460. [In Russian].
5. *Blumberg A. F., Mellor G. L.* A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. Three-Dimensional Coastal Ocean Models. V. 4. Ed. N. Heaps. Washington, D.C.: American Geophysical Union, 1987: 208.
6. *Mellor G. L.* A three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model. Users guide. Program in Atmospheric and Oceanic Sciences. Princeton: Princeton University, 2003: 53 p.
7. *Foreman M.G.G.* Manual for tidal heights analysis and prediction. Pacific Marine Science Report 77-10. Sidney: Institute of Ocean Sciences, 1996: 58 p.

8. *Nekrasov A.V. Energiya okeanskix prilivov.* Energy of the ocean tides. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1990: 288 p. [In Russian].
9. *Gill A.E.* Atmosphere-Ocean Dynamics. Academic Press, 1982. 30: 662 p.
10. *Rosati A., Miyakoda K.* A general-circulation model for upper-ocean simulation. *Journal of Physical Oceanography.* 1988, 8: 1601–1626.
11. *Zillman J. W.* Study of some aspects of the radiation and heat budgets of the Southern Hemisphere oceans. *Bureau of Meteorology.* 1972, 26: 44–62.
12. *Nikolayeva A.Ya., Shesterikov N.P.* The method of calculation of ice conditions (on the example of the Laptev Sea). *Trudy AANII. Proc. AARI.* 1970, 292: 143–217. [In Russian].
13. *Gudkovich Z.M., Doronin Yu.P. Drejfmorskix l'dov.* Sea ice drift. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 2001: 112 p. [In Russian].
14. *Appel I.L., Gudkovich Z.M. Chislennoe modelirovanie i prognoz e`volyucii ledyanogo pokrova arkticheskix morej v period tayaniya.* Numerical modeling and forecasting of evolution of the Arctic seas ice cover in the melting period. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 1992: 143 p. [In Russian].
15. *Kheisin D.Ye., Ivchenko V.O.* Propagation of ice pressure in the close ice. *Okeanologiya. Oceanography.* 1975, 15 (5): 803–812. [In Russian].
16. *Gumbel E. Statistika ekstremalnyx znachenij.* Statistics of the extreme values. Moscow: Mir, 1965: 586 p. [In Russian].

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ
ATMOSPHERE AND HYDROSPHERE PHYSICS

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-446-462>
УДК 551.58



ОБЗОР

REVIEW

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА
В АРКТИКЕ И ИХ ПОСЛЕДСТВИЙ*И.И. МОХОВ^{1, 2}*¹ — *Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия*² — *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия**mokhov@ifaran.ru*

Резюме

В статье (обзоре) оцениваются особенности современных быстрых климатических изменений в Арктике и их последствий на основании результатов, полученных в последние годы. В том числе представлены результаты, полученные в рамках программы Президиума РАН «Изменения климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования» и российско-германского проекта QUARCCS (QUAntifying Rapid Climate Change in the Arctic: regional feedbackS and large-scale impacts). Наряду с данными наблюдений анализировались различные данные реанализа, а также результаты численных расчетов с глобальными и региональными версиями климатических моделей при разных сценариях антропогенных воздействий для XXI в.

Представлены оценки сравнительной роли естественных и антропогенных факторов в формировании температурных трендов на разных временных горизонтах. Согласно полученным оценкам, доминирующая роль радиационного форсинга парниковых газов проявляется в арктических широтах на временных масштабах около полувека и более.

Новые климатические явления, в частности формирование кратеров на Ямале в условиях тающей вечной мерзлоты, и новые эффекты, в том числе для тенденций изменения морского волнения в акваториях Арктического бассейна, свидетельствуют о достижении определенного критического уровня регионального и глобального потепления, сопоставимого с потеплением оптимума голоцена. При этом современные климатические модели проявляют способность не только воспроизводить ключевые особенности современных климатических режимов и их изменчивости, но и дают возможность получать адекватные прогностические оценки даже для сложных процессов в Арктике

Ключевые слова: Арктика, естественные и антропогенные факторы, климатические изменения, моделирование.

Для цитирования: *Мохов И.И.* Особенности современных изменений климата в Арктике и их последствий // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 4. С. 446–462. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-446-462>.

Поступила 28.07.2020

После переработки 15.09.2020

Принята 29.10.2020

FEATURES OF MODERN CLIMATE CHANGES IN THE ARCTIC AND THEIR CONSEQUENCES

IGOR I. MOKHOV^{1,2}

¹ — A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

² — Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

mokhov@ifaran.ru

Summary

The paper is based on the results reported in an invited speaker presentation at the scientific conference dedicated to the 100th anniversary of AARI in March 2020. The features of present-day rapid climate changes in the Arctic and their consequences are assessed. The presented results include those obtained in the framework of the program of the Presidium of the Russian Academy of Sciences "Climate change: causes, risks, consequences, problems of adaptation and regulation" and the Russian-German project QUARCCS (QUAntifying Rapid Climate Change in the Arctic: regional feedbacks and large-scale impacts). An assessment is made of the relative contribution of natural and anthropogenic factors to the formation of temperature trends at different time horizons in the Arctic. In view of the rapid changes of the Arctic climate, the prospects of the Northern Sea route are examined. According to the estimates obtained, the dominant role of radiative forcing is manifested in the Arctic latitudes on time scales of about half a century or more.

New climatic phenomena (in particular, the formation of craters in the Yamal Peninsula under the conditions of melting permafrost) and new effects (including the change in the trends of changes in sea waves in the waters of the Arctic basin) indicate the achievement of a certain critical level of regional and global warming, comparable to the warming of the Holocene Climate Optimum. At the same time, modern climate models can not only reproduce the key features of current climatic regimes and their variability, but also provide adequate predictive estimates even for complex processes in the Arctic.

Keywords: the Arctic, climate change, modeling, natural and anthropogenic factors

For Citation: Mokhov I.I. Features of modern climate changes in the Arctic and their consequences. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (4): 446–462. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-446-462>.

Received 28.07.2020

Revised 15.09.2020

Accepted 29.10.2020

ВВЕДЕНИЕ

Потепление Арктики последних десятилетий, характеризующееся так называемым полярным (Арктическим) усилением, со значительно более быстрым ростом приповерхностной температуры по сравнению с глобальными изменениями сопровождается быстрым уменьшением протяженности морских льдов. Быстрые изменения климата в Арктике проявляются на фоне большой межгодовой и более долгопериодной климатической изменчивости в высоких широтах, что затрудняет выделение значимых тенденций и количественную оценку роли различных естественных и антропогенных факторов [1–5].

В основе данной работы результаты, представленные в приглашенном докладе «Быстрые климатические изменения в Арктике и их региональные и крупномасштабные последствия» на научной конференции, посвященной 100-летию юбилею ААНИИ, в марте 2020 г. Оцениваются особенности современных быстрых изменений климата в Арктике с использованием результатов, полученных в 2017–2020 гг. в рамках про-

граммы Президиума РАН «Изменения климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования» и российско-германского проекта QUARCCS (QUAntifying Rapid Climate Change in the Arctic: regional feedbackS and large-scale impacts). В том числе определяется роль естественных и антропогенных факторов современных изменений климата в арктических широтах на разных временных горизонтах. В связи с быстрыми изменения климата в Арктике оцениваются перспективы Северного морского пути. Определяются потенциальные риски на Северном морском пути и для работы на шельфе, связанные с изменением морского волнения при изменении режима морских льдов в Арктическом бассейне. Оценивается способность современных климатических моделей описывать происходящие изменения. Отмечаются особенности изменений температурной стратификации в арктической атмосфере, влияющие на циклоническую активность. С изменениями атмосферной циркуляции связаны изменения переноса в Арктику атмосферных примесей, включая черный углерод от сибирских пожаров.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

При анализе использовались температурные данные GISS (<https://data.giss.nasa.gov/gistemp/>), NOAA (<ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/>), CRU (<https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/>), спутниковые данные NSIDC (<http://nsidc.org>) для протяженности и концентрации морских льдов в полярных широтах для последних десятилетий. Наряду с данными наблюдений использовались различные данные реанализа, включая ERA5 (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>) и NCEP/NCAR (<https://www.esrl.noaa.gov>).

Связь климатических режимов в высоких широтах с ключевыми модами климатической изменчивости, включая явления Эль-Ниньо различных типов (каноническое Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки), Атлантическую мультideсятилетнюю осцилляцию (АМО), междесятилетнюю тихоокеанскую осцилляцию и др., оценивалась с использованием соответствующих индексов (<http://climexp.knmi.nl/start.cgi/>). Для явлений Эль-Ниньо разного типа использовались индексы Nino3 и Nino4, характеризующие температуру поверхности в восточной и центральной части Тихого океана в экваториальных широтах. Для оценки параметров чувствительности различных климатических переменных, в частности протяженности морских льдов, к изменениям климата использовались соответствующие линейные регрессии на приповерхностную температуру. Для оценки связи режимов морских льдов в полярных широтах с вариациями температурного режима наряду с корреляционным анализом использовался кросс-вейвлетный анализ. Для исследования причинно-следственных связей в климатической системе и сравнительной роли разных естественных и антропогенных факторов использовались оценки причинности по Вину-Грейнджеру [6].

Для модельных оценок использовались результаты расчетов с климатическими моделями разной степени сложности. В частности, анализировались результаты расчетов с ансамблем климатических моделей общей циркуляции CMIP5, мультимодельных расчетов с региональными климатическими моделями в рамках проекта Arctic-CORDEX, а также расчетов с климатической моделью промежуточной сложности КМ ИФА РАН. При анализе морского волнения в Арктическом бассейне использовалась модель WAWEWATCH III (http://polar.ncep.noaa.gov/mmab/papers/t276/MMAB_276.pdf). Способность современных климатических моделей адекватно воспроизводить современные изменения климата оценивалась с использованием байесовского подхода.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 1 приведены изменения (тренды) среднегодовой температуры у поверхности для разных широт по данным GISS для периода 1980–2019 гг. с максимальным потеплением до 4 °C и более в арктических широтах (Арктическое усиление).

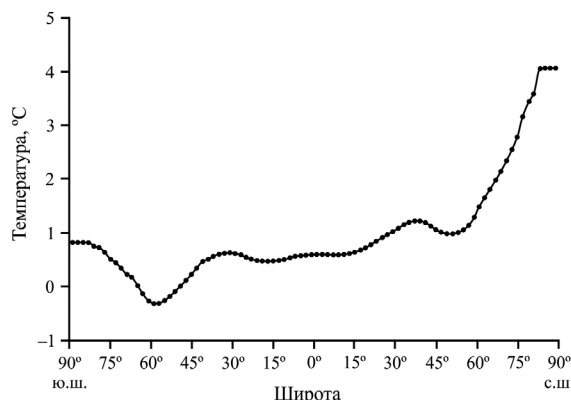


Рис. 1. Изменения (тренды) среднегодовой температуры у поверхности для разных широт по данным GISS для периода 1980–2019 гг.

Fig. 1. Changes (trends) of the annual-mean temperature at the surface for different latitudes based on GISS data for the period 1980–2019

Рис. 2 характеризует межгодовую изменчивость приповерхностной температуры (аномалий относительно базового периода 1951–1980 гг.) в Арктике в сопоставлении с соответствующими вариациями в средних и тропических широтах Северного полушария (СП) и для Земли в целом по данным (<ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/>, <http://www.metoffice.gov.uk/>) [6]. Во внутривековых температурных региональных (в частности, в атлантическом секторе Арктики), полушарных и глобальных изменениях, а также в изменениях ледовитости арктических морей значимо проявляются вариации с временным масштабом около шести десятилетий — они характерны для Атлантической мультисекулярной осцилляции. Согласно модельным расчетам АМО связана с соответствующими вариациями глобальной термохалинной циркуляции океана, одна из ветвей которой — Гольфстрим. Влиянием этого глобального океанического

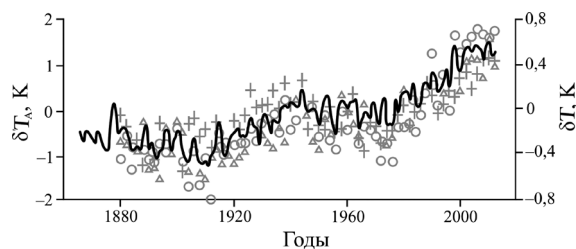


Рис. 2. Межгодовая изменчивость приповерхностной температуры (°C): в Арктике (крестики) — левая шкала (δT_A) — и в средних (кружки) и тропических (треугольники) широтах Северного полушария и для Земли в целом (жирная кривая) — правая шкала (δT) [8]

Fig. 2. Interannual variability of the surface air temperature (°C): in the Arctic (crosses) — the left scale (δT_A), and in the middle (circles) and tropical (triangles) latitudes of the Northern Hemisphere and for the Earth as a whole (bold curve) — the right scale (δT) [8]

конвейера определяется существенный утепляющий эффект в Северной Атлантике и атлантическом секторе Арктики.

В [3] получены условия влияния климатической моды с характерным временным масштабом около шести десятилетий, связанной с АМО, на фоне вековой тенденции потепления на региональном и глобальном уровне. При этом согласно экстраполяциям температурных вариаций для XXI в. в течение ближайших двух десятилетий возможно относительное замедление скорости потепления или даже некоторое (временное) похолодание с последующим более быстрым потеплением. В простейшем случае гармонического колебания температуры $T(t)$ с периодом T_0 (около 60 лет) и амплитудой ΔT на фоне векового линейного тренда $(dT/dt)_c$ отсутствие временного интервала с похолоданием (без отрицательного температурного тренда даже в фазах понижения температуры для колебательного процесса) при условии

$$\left(\frac{dT}{dt}\right)_c / \left(\frac{2\pi\Delta T}{T_0}\right) \geq 1.$$

С использованием данных для приповерхностной температуры с XIX в. получены оценки для СП в целом с амплитудой приповерхностных температурных осцилляций $(\Delta T)_{NH}$ с периодом T_0 примерно 60 лет (с максимумом в первом десятилетии XXI в.) около 0,2 К (с минимальными оценками около 0,1 К). При столетнем тренде приповерхностной температуры для СП в целом для отсутствия временного похолодания необходимо и достаточно, чтобы амплитуда соответствующих температурных осцилляций $(\Delta T)_{NH}$ с периодом T_0 около 60 лет не превышала $(\Delta T)_{NH}(T_0/2\pi) = 0,1$ К.

Аналогичные оценки получены для амплитуды осцилляций $(dT)_A$ с периодом T_0 примерно 60 лет для Арктики в целом $(dT)_A$ (с максимумом в первом десятилетии XXI века) — около 0,3 К (с максимальными оценками около 0,4 К и минимальными — около 0,2 К). При столетнем тренде приповерхностной температуры для Арктики в целом $(dT/dt)_A = 2,4\text{K}/100$ лет для отсутствия временного похолодания необходимо и достаточно, чтобы амплитуда температурных осцилляций $(dT)_A$ с периодом T_0 около 60 лет для Арктики в целом не превышала $(dT/dt)_A(T_0/2\pi) = 0,23\text{K}$. Согласно полученным оценкам, возможно замедление скорости потепления и даже некоторое локальное похолодание в течение одного-двух десятилетий с последующим более быстрым потеплением и в Арктике, и на полушарном (глобальном) уровне [3].

Какова роль различных естественных и антропогенных факторов в происходящих изменениях климата на разных временных интервалах? В табл. 1 представлены оценки вклада парниковых газов, а в табл. 2 — вклада естественных вариаций (АМО) в тренды приповерхностной температуры для предыдущих десятилетий на временных интервалах разной продолжительности относительно современного режима по многолетним данным (с конца XIX в.) с использованием оценок причинности по Винеру–Грейнджеру [6]. Согласно полученным оценкам, доля вклада антропогенных факторов в тренд приповерхностной температуры в арктических широтах не более одной трети на временных интервалах до двух десятков лет, достигает двух пятых для 30-летнего периода, а на интервалах около полувека и более уже превышает половину [6]. При этом для других широтных зон и для Земли в целом соответствующие оценки роли антропогенных факторов получены более значимыми. Это связано с большой естественной климатической изменчивостью в арктических широтах, что подтверждают оценки в табл. 2.

Таблица 1

Оценки вклада парниковых газов в тренды приповерхностной температуры разных широтных зон и для Земли в целом для периодов разной продолжительности относительно современного режима по данным с конца XIX в. [6]

Table 1

Estimates of the contribution of greenhouse gases to trends in the surface air temperature in different latitudinal zones and for the Earth as a whole for periods of different duration relative to the current state, based on data from the late 19th century [6]

Период (годы)	Глобальное осреднение	Тропические широты	Средние широты	Высокие широты
20	0,6	0,6	0,4	0,3
30	0,6	0,7	0,4	0,4
50	0,8	0,9	0,7	0,6

Таблица 2

Оценки отношения вклада естественной изменчивости (АМО) в тренд приповерхностной температуры разных широтных зон и для Земли в целом для периодов разной продолжительности относительно современного режима по данным с конца XIX в. [6]

Table 2

Estimates of the ratio of the contribution of natural variability (АМО) to the trend of surface air temperature in different latitudinal zones and for the Earth as a whole for periods of different duration relative to the current state based on data from the late 19th century [6]

Период (годы)	Глобальное осреднение	Тропические широты	Средние широты	Высокие широты
20	0,8	0,7	1	1
30	0,5	0,5	0,7	0,7
50	0,1	0,1	0,2	0,2

Наиболее ярким проявлением современных изменений климата, связанных с Арктическим усилением, является быстрое уменьшение площади арктических морских льдов (<http://nsids.org>) (см. также [1–5]). Данные NSIDC (<http://nsids.org>), основанные на спутниковых измерениях с 1979 г., свидетельствуют о тенденции уменьшения площади арктического морского льда в сентябре, превышающей 1 % в год. Наблюдаемые изменения допускают возможность того, что уже через несколько десятилетий в Арктическом бассейне в летние и осенние месяцы не будет морских льдов.

Согласно оценкам с использованием спутниковых данных и данных реанализа, чувствительность ледовитости Арктики к изменению приповерхностной температуры СП на 1 К находится в диапазоне от –1,0 млн км² в феврале до –2,5 млн км² в сентябре [7]. При этом в Южном полушарии в последние десятилетия отмечалась противоположная тенденция, хотя и незначимая, с общим ростом протяженности морских льдов в Антарктике, в отличие от ожидаемого по модельным оценкам уменьшения ледовитости Южного океана. Необходимость объяснения отмеченного противоречия — одна из наиболее известных климатических проблем начала XXI в.

Общее увеличение в последние десятилетия протяженности морских льдов в Антарктике, контрастировавшее с быстрым уменьшением общей протяженности

арктических морских льдов при сильном арктическом потеплении, сменилось резким уменьшением ледовитости в Южном океане с 2016 г. Отмеченное до этого общее увеличение площади морских льдов в Антарктике объясняется тем, что спутниковые данные для протяженности морских льдов доступны только с конца 1970-х гг., когда отмечалось общее понижение, хотя и относительно слабое, температуры океана в антарктических акваториях. Региональное понижение температуры поверхности океана в антарктических широтах для последних четырех десятилетий на фоне общего потепления ЮП объясняется значимым влиянием естественных климатических квазициклических процессов типа Эль-Ниньо, Антарктической осцилляции и междесятилетней тихоокеанской осцилляции. Для более длительных периодов, в частности для последних шести десятков лет, проявляется уже общий рост температуры поверхности океана в антарктических широтах. При продлении ряда спутниковых данных для морских льдов в ближайшие годы на фоне общего потепления соответственно следует ожидать более значимое проявление общей тенденции уменьшения протяженности антарктических морских льдов. Явные признаки этого проявились в 2016 г., а результаты кросс-вейвлетного анализа свидетельствуют, что уже в течение последних двух десятилетий проявляется все более значимая отрицательная корреляция долгопериодных вариаций общей протяженности антарктических морских льдов с температурным режимом в Антарктике и для ЮП в целом в соответствии с прогностическими модельными оценками [7].

Аналогично [3] можно оценить соотношение амплитуд ΔT и ΔS и периода (T_0) циклических изменений T и S на фоне общих (вековых) трендов повышения температуры $(dT/dt)_c$ и уменьшения протяженности морских льдов $(dS/dt)_c$, при которых возможны периоды с изменениями противоположного знака: $dT/dt < 0$, $dS/dt > 0$. В простейшем случае гармонических вариаций температуры $T(t)$ и площади морских льдов $S(t)$ на фоне общего потепления с $(dT/dt)_c > 0$ и $(dS/dt)_c < 0$ соответствующее условие для возможности $dT/dt < 0$ и $dS/dt > 0$ сводится к следующему:

$$\Delta S / (T_0 / 2\pi) \geq (-dS/dt)_c (dT/dt)_c.$$

В табл. 3 представлены количественные оценки чувствительности общей протяженности арктических и антарктических морских льдов S (млн км²) к изменению приповерхностной температуры T К по данным реанализа ERA5 соответственно в СП и в Арктике для разных месяцев по спутниковым данным в межгодовой изменчивости для периода 1978–2019 гг. [7]. Выделены параметры чувствительности, оцениваемые коэффициентами соответствующих линейных регрессий, значимые на уровне двух стандартных отклонений, а также соответствующие коэффициенты корреляции. В СП оценки статистически значимы для всех месяцев.

Наибольшие значения (по абсолютной величине) параметров чувствительности dS/dT для арктических морских льдов оценены для летних месяцев и сентября — до $-1,7$ млн км² при потеплении на 1 К в Арктике в августе и, соответственно, до $-2,6$ млн км² при потеплении на 1 К в СП в августе. Наименьшие значения (по абсолютной величине) параметров чувствительности dS/dT для арктических морских льдов оценены для конца зимы — в феврале — около $-0,2$ млн км² при потеплении на 1 К в Арктике и, соответственно, около $-1,0$ млн км² при потеплении на 1 К в СП [7].

В связи с быстрыми климатическими изменениями в Арктике актуальны оценки их последствий. В [8–10] с использованием результатов численных расчетов с ансамб-

Таблица 3

Оценки чувствительности протяженности арктических морских льдов (млн км² / К) по спутниковым данным (<http://nsidc.org>) к изменению приповерхностной температуры в Северном полушарии и в Арктике по данным реанализа ERA5 для разных месяцев в межгодовой изменчивости [7]

Table 3

Satellite-based (<http://nsidc.org>) estimates of the sensitivity of the Arctic sea ice extent (mln. km² / K) to the change in the surface air temperature in the Northern Hemisphere and in the Arctic based on ERA5 reanalysis data for different months in interannual variability [7].

dS / dT 1979–2019 гг.		
Месяцы	Арктика	Северное полушарие
Январь	–0,29 (±0,05)	–1,17 (±0,15)
Февраль	–0,24 (±0,05)	–0,99 (±0,15)
Март	–0,29 (±0,06)	–1,02 (±0,12)
Апрель	–0,31 (±0,05)	–1,04 (±0,14)
Май	–0,46 (±0,08)	–1,33 (±0,16)
Июнь	–0,90 (±0,09)	–1,76 (±0,12)
Июль	–1,61 (±0,21)	–2,46 (±0,23)
Август	–1,65 (±0,17)	–2,62 (±0,25)
Сентябрь	–1,16 (±0,11)	–2,48 (±0,26)
Октябрь	–0,73 (±0,05)	–2,21 (±0,18)
Ноябрь	–0,40 (±0,04)	–1,33 (±0,14)
Декабрь	–0,37 (±0,05)	–1,15 (±0,16)

лем климатических моделей при разных сценариях антропогенных воздействий для XXI в. получены оценки изменений продолжительности навигационного периода на Северном морском пути, в том числе с использованием байесовских оценок. Отмечено, что лучшие модели климата способны не только адекватно воспроизводить средние современные ледовые условия, но и адекватно оценивать естественную изменчивость ледовитости и чувствительность режима арктических морских льдов к изменениям климата [11]. Получены оценки при разных условиях для допустимой концентрации морских льдов (в частности, не более 15 % площади покрытия) и одновременно открытой для навигации части СМП (в частности, не менее 80 %). В табл. 4 представлены средние значения мультимодельных оценок продолжительности навигационного периода T (сут) на Северном морском пути и ее тренда dT/dt (сут/год) по ансамблевым модельным расчетам при сценарии умеренных антропогенных воздействий RCP 4.5 для разных временных интервалов в 1980–2100 гг. в сопоставлении со спутниковыми данными (см. также [11]).

На основе ансамблевых модельных расчетов при различных сценариях антропогенных воздействий получено, что ожидаемая продолжительность навигационного периода на Северном морском пути оценивается около 2–3 месяцев к середине XXI в. и 3–6 месяцев к его концу [10]. При этом отмечены большие различия моделей в воспроизведении естественной межгодовой и более долгопериодной естественной климатической изменчивости, в частности изменчивости ледовитости морей на Северном морском пути.

Средние значения мультимодельных оценок продолжительности навигационного периода T на Северном морском пути и ее тренда dT/dt по ансамблевым модельным расчетам при сценарии умеренных антропогенных воздействий RCP 4.5 для разных временных интервалов в 1980–2100 гг. в сопоставлении со спутниковыми данными [8]

Table 4

Average values of multi-model estimates of the navigation period duration T on the Northern Sea Route and its trend dT/dt based on ensemble model simulations, taking into account anthropogenic forcings of the RCP 4.5 scenario for different time intervals in 1980–2100 in comparison with satellite data [8]

Данные период, годы		dT/dt сут/год	T сут
Спутниковые данные	1980–2013	1,8 ($\pm 0,3$)	80 (± 24)
		1,8 ($\pm 0,2$)	85 (± 21)
Ансамблевые модельные оценки	2016–2013	1,5 ($\pm 1,1$)	107 (± 11)
	2046–2055	0,8 ($\pm 0,8$)	125 (± 7)
	2091–2100	0,9 ($\pm 1,1$)	157 (± 10)

На фоне общих тенденций изменений климата в Арктике отмечаются особенности температурной, ледовой и циркуляционной изменчивости в разных регионах, в том числе в атлантическом секторе Арктики, в бассейнах Баренцева и Карского морей, на архипелаге Шпицберген, на полуострове Ямал, в районе пролива Вилькицкого [12]. С климатическими аномалиями в Арктике связаны погодно-климатические аномалии в других широтных зонах, в том числе в российских регионах [13]. Это проявилось, в частности, в формировании в последние годы аномально холодных зимних режимов в разных регионах СП. Отмечается особая роль Баренцева моря, как бассейна с сильнейшей изменчивостью теплообмена между океаном и атмосферой в Арктике, в формировании аномальных погодно-климатических режимов в российских регионах [14]. Проявление подобных региональных сезонных аномалий не только не противоречит тенденции глобального потепления, но и подтверждает результаты модельных расчетов [15] с увеличением их вероятности (особенно зимой над континентами) при общем потеплении.

При глобальном потеплении существенно изменяется вертикальная температурная стратификация атмосферы, характеризующая статическую устойчивость и конвективную неустойчивость тропосферы. С изменениями вертикальной температурной структуры атмосферы, с изменением ее статической устойчивости связаны, в частности, изменения конвективных процессов в атмосфере, режимов облачности и вихре-волновой активности. Генерация внетропических циклонов связана с проявлением бароклинной неустойчивости и зависит как от меридионального градиента температуры, так и от вертикальной температурной стратификации атмосферы. От климатической обратной связи через вертикальный градиент температуры γ в тропосфере существенно зависит проявление Арктического усиления, чувствительность климата к различным воздействиям.

В [5] представлены широтные зависимости нормированных на соответствующие средние значения для СП оценок вертикального градиента температуры γ в тро-

посфере, параметра $d\gamma / dT$, характеризующего чувствительность γ к изменению приповерхностной температуры T , и параметра $p = \gamma^{-1}(d\gamma / dT)\delta T$, характеризующего относительную роль вариаций вертикальной температурной стратификации в тропосфере на разных широтах в межгодовой изменчивости, оцениваемой среднеквадратическим отклонением δT , по данным реанализа для периода 1979–2014 гг. Параметр $d\gamma / dT$ оценивался по среднегодовым данным с использованием линейной регрессии γ на T . Значения γ для разных широт нормировались на значение $\gamma_{NH} = 6,3$ К/км. Оценки $d\gamma / dT$ для разных широт, нормированные на среднеполушарную величину $(d\gamma / dT)_{NH} = 0,045$ км⁻¹, в арктических широтах могут быть в два раза больше, чем $(d\gamma / dT)_{NH}$ для Северного полушария в целом (см. также [16]). Значения параметра p в арктических широтах в 4 раза больше, чем для СП в целом, и намного больше, чем для тропических широт. Общая положительная корреляция γ с приповерхностной температурой T свидетельствует о соответствующей положительной климатической обратной связи.

Отмеченные особенности способствуют ослаблению статической устойчивости атмосферы и усилению конвективных процессов при потеплении с увеличением частоты, интенсивности и продолжительности экстремальных погодно-климатических явлений с наибольшими рисками в высоких широтах [17]. А в условиях более влажной атмосферы (в соответствии с уравнением Клаузиуса–Клапейрона) это способствует увеличению риска формирования интенсивных атмосферных вихрей, в том числе мощных циклонов в полярных широтах [18]. Циклоны играют важную роль в изменениях климатической системы Арктики [18–22]. С ними связаны региональная погодно-климатическая изменчивость, перенос атмосферного тепла и влаги из средних широт в Арктику. Циклоническая активность влияет на формирование климатических обратных связей, в том числе облачных, на температурный режим и режим морских льдов. В [23] проведен разносторонний анализ циклонической активности в Арктике на основе разных данных реанализа (ERA-Interim, NASA-MERRA2, NCEP-CFSR, JRA55) для 30-летнего периода 1981–2010 гг. на основе метода детектирования, использованного также в [19–22]. Отмечено общее хорошее согласие результатов, полученных по разным данным. Проведен детальный анализ сезонных особенностей пространственных распределений разных характеристик арктических циклонов, включая их повторяемость, интенсивность и размеры, с оценкой трендов. В [22] получены оценки изменений циклонической активности в Арктике с использованием расчетов с ансамблем региональных климатических моделей, участвующих в международном проекте Arctic-CORDEX. Для большинства моделей отмечено общее увеличение частоты циклонов зимой и уменьшение летом к концу XXI в. при сценарии RCP 8.5. При этом для половины моделей циклоны в целом становились слабее и существенно меньше зимой и глубже и крупнее летом.

С региональными погодно-климатическими аномалиями связаны региональные аномалии состава атмосферы. В частности, формированию аномального регионального содержания различных атмосферных примесей способствуют квазистационарные антициклонические режимы в атмосфере [24]. Вследствие этого возможны региональные экологические последствия в связи с образованием озоновых «минидыр» с аномалиями интенсивности биологически-активного солнечного излучения, формированием аномального трансграничного переноса, в частности продуктов горения лесных пожаров. Увеличение вероятности наиболее продолжительных блоки-

рований с квазистационарным антициклоническим режимом при общем потеплении [15] способствует увеличению риска подобных региональных аномалий. При этом возможен меридиональный перенос атмосферных примесей в Арктику, в частности продуктов сгорания, включая черный углерод, от сибирских пожаров [25]. Перенос сажевого аэрозоля в Арктику со снежно-ледяным покровом способствует изменению радиационного баланса арктической системы, таянию льдов и общему потеплению.

Климатические изменения в Арктике не могут не сказаться на биоте, на разнообразии всех групп организмов, населяющих морской лед, и на продуктивности планктонных сообществ в Арктическом бассейне [26]. С арктическими льдами связаны уникальные морские экосистемы с особыми группами организмов, включающими бактерии и вирусы [27]. Имеющиеся данные свидетельствуют, в частности, что численность и структура популяции ключевого вида арктического зоопланктона *Calanus glacialis*, составляющего до 60 % всей биомассы зоопланктона, тесно связаны с режимом морских льдов в районе его обитания [28]. В условиях сокращения и изменения структуры ледяного покрова отмечены существенные изменения в популяции этого вида, наиболее значимая корреляция для которого отмечена с концентрацией морских льдов.

С изменением ледовитости в Арктическом бассейне связаны изменения морского волнения. В [29, 30] по модельным расчетам для XXI в. отмечено общее усиление волновой активности в Арктическом бассейне, в том числе усиление образования мощных волн в различных акваториях. Это связано с увеличением длины разгона волн в результате расширения площади открытой воды и с региональным усилением ветра в атмосфере. При этом выявлен рост повторяемости дней с сильным ветром и интенсивными волнами для регионов российских арктических морей с наибольшим усилением на акватории Карского моря. Противоположная тенденция с общим ослаблением морского волнения выявлена в бассейне Баренцева моря и связана с региональным уменьшением скорости ветра.

Возможность смоделированных в [29, 30] пространственно-неоднородных изменений ветро-волнового режима в арктических регионах в первой половине XXI в. с учетом антропогенных воздействий была позже подтверждена с использованием спутниковых данных и данных реанализа для последних лет [31]. До 2006 г. для всех морей в российской части Арктики наметилась тенденция увеличения высоты волн и скорости ветра (табл. 5). А после 2007 г. тенденция роста высоты волн сменилась на обратную в более западных морях — Баренцевом и Карском. При этом тенденция увеличения скорости ветра сменилась на противоположную в акваториях всех морей, хотя для 90-х перцентилей смена тенденций отмечена только для Баренцева и Карского морей (см. также [11]). Приведенный пример подтверждения новых модельных результатов реальными данными свидетельствует не только о способности современных моделей адекватно воспроизводить глобальные и региональные климатические режимы и их изменения, но и о потенциале выявлять новые эффекты, не проявляющиеся или незначимые при современном климатическом режиме, которые могут проявиться при более сильных климатических изменениях. Выявление возможных качественных переходов («сдвигов») при климатических изменениях имеет важное значение для оценки критических изменений, при превышении которых возможно не только изменение структуры климатической системы на региональном и глобальном уровне, но и переход к необратимым изменениям.

Таблица 5

Оценки региональных трендов средних значений (в скобках — для 90-х перцентилей) значительной высоты морских волн в акваториях морей Арктического бассейна по данным [31]. Выделены оценки, статистически значимые на уровне 90 % [11]

Table 5

Estimates of the regional trends in the mean values (in brackets — for the 90th percentile) of significant heights of sea waves in the waters of the seas of the Arctic Basin, according to the data from [31]. The highlighted estimates are those that are statistically significant at the level of 90 % [11].

Акватория	Высота волн, м/10 лет	
	1996–2006 гг.	2007–2015 гг.
Баренцево море	0,3 (0,5)	–0,3 (–0,4)
Карское море	0,4 (0,5)	–0,2 (–0,3)
Море Лаптевых	0,2 (0,3)	0,2 (0,7)
Восточно-Сибирское море	0,4 (0,6)	0,0 (0,1)
Чукотское море	0,0 (0,1)	0,1 (0,3)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Погодно-климатические аномалии и тенденции последних лет свидетельствуют не только об увеличении риска экстремальных региональных событий, но и о проявлении новых процессов, характеризующих достижение определенного критического уровня происходящих изменений. Так, в последние годы выявлено образование воронок (кратеров) на Ямале (впервые в 2014 г.) и в сопредельных арктических регионах [32]. В [32] образование подобных кратеров связано с разложением метангидратов неглубокого залегания с газовым выбросом в атмосферу в регионах распространения вечной мерзлоты при происходящем потеплении. Согласно [32] формирование метангидратов неглубокого залегания было возможно при высоком давлении под существовавшим в отмеченных регионах десятки тысяч лет назад ледяным щитом. То, что кратеры, подобные ямальским, образуются в настоящее время, свидетельствует о том, что современное потепление климата может быть не только сопоставимо с потеплением оптимума голоцена около 6 тысяч лет назад, но и превосходить его, по крайней мере на региональном уровне [33]. В целом это согласуется с оценками [34] для голоцена.

В условиях неопределенности разных модельных оценок более надежно и значимо климатические изменения могут оцениваться при ансамблевых модельных расчетах. Достаточно часто результаты расчетов с ансамблем всех анализировавшихся моделей лучше соответствуют данным наблюдений, чем каждая отдельная модель. Стоит отметить, что согласно [35] есть общее согласие оценок особенностей климатических изменений в Арктике, в частности приповерхностной температуры, по расчетам с ансамблями моделей двух поколений — CMIP5 и CMIP3. Это характеризует общую устойчивость оценок возможных изменений климата при использовавшихся сценариях антропогенных воздействий. При этом региональные оценки зависят от ансамблевой статистики и критериев соответствия модельных расчетов реальным данным. Для

получения более надежных оценок можно выделять подансамбль моделей, лучше соответствующих реальным данным [8, 9], и использовать байесовский подход [10].

Лучшие модели способны адекватно воспроизводить не только региональные особенности климатических режимов, но и их современную изменчивость и тенденции изменения [5, 11]. Об этом свидетельствуют, в частности, полученные в [8, 9] результаты модельных оценок изменений навигационного периода на Северном морском пути в сопоставлении со спутниковыми данными для последних десятилетий. При этом согласно полученным модельным оценкам на фоне общего потепления и увеличения навигационного периода на Северном морском пути в XXI в. при достаточно большой межгодовой изменчивости в ближайшие десятилетия в первой половине века не исключено ослабление тренда роста продолжительности навигационного периода и даже локальное проявление его уменьшения.

Необходимо менять многие критерии и оценки рисков и потенциальных выгод, связанных с климатическими изменениями, особенно быстрыми в высоких широтах, и стратегически оценивать возможные изменения и их последствия, в том числе с учетом повышения вероятности аномальных региональных режимов [3].

Конфликт интересов. Отсутствует.

Финансирование. Существенная часть представленных результатов была получена в рамках программы Президиума РАН «Изменения климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования» и российско-германского проекта QUARCCS. Особенности изменчивости морских льдов в Арктике анализировались также в рамках проекта РФФИ (18-05-60111). Анализ взаимных изменений протяженности арктических и антарктических морских льдов проводился в рамках проекта РНФ (19-05-00240).

Competing interests. No competing interests.

Funding. A significant part of the presented results was obtained within the framework of the Program of the RAS Presidium “Climate Change: Causes, Risks, Consequences and Problems of Adaptation and Regulation” and the Russian-German project QUARCCS. The specific features of sea ice variability in the Arctic were also analyzed within the framework of the RFBR project (18-05-60111). The analysis of mutual changes in the length of the Arctic and Antarctic sea ice was carried out within the framework of the RSF project (19-05-00240).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. (eds.). Cambridge, New York: Cambridge Univ. Press, 2013. 1535 p.
2. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014. 1008 с.
3. Мохов И.И. Современные изменения климата Арктики // Вестник РАН. 2015. Т. 85. № 5–6. С. 478–484.
4. Алексеев Г.В., Радионов В.Ф., Смоляницкий В.М., Фильчук К.В. Результаты и перспективы исследований климата и климатического обслуживания в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 3. С. 262–269.
5. Mokhov I.I. Contemporary climate changes: Anomalies and trends // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2019. V. 231. P. 012037.

6. Мохов И.И., Смирнов Д.А. Вклад радиационного воздействия парниковых газов и атлантической мультidesятилетней осцилляции в тренды приповерхностной температуры // Метеорология и гидрология. 2018. № 9. С. 5–13.
7. Мохов И.И., Парфенова М.Р. Особенности изменчивости антарктических и арктических морских льдов в последние десятилетия на фоне глобальных и региональных климатических изменений // Вопросы географии. Сб. 150. Исследования Антарктиды. М.: Издательский дом «Кодекс», 2020. С. 304–319.
8. Мохов И.И., Хон В.Ч., Прокофьева М.А. Новые модельные оценки изменений продолжительности навигационного периода для Северного морского пути в XXI веке // Доклады АН. 2016. Т. 468. № 6. С. 699–704.
9. Khon V.C., Mokhov I.I., Semenov V.A. Transit navigation through Northern Sea Route from satellite data and CMIP5 simulations // Environ. Res. Lett. 2017. V. 12 (2). 024010. doi:10.1088/1748-9326/aa5841.
10. Кибанова О.В., Елисеев А.В., Мохов И.И., Хон В.Ч. Изменения продолжительности навигационного периода Северного морского пути в XXI веке по расчетам с ансамблем климатических моделей: байесовские оценки // Доклады АН. 2018. Т. 481. № 1. С. 88–92.
11. Мохов И.И. Оценка способности современных климатических моделей адекватно оценивать риск возможных региональных аномалий и тенденций изменения // Доклады АН. 2018. Т. 479 (4). С. 452–455.
12. Тисленко Д.И., Иванов Б.В., Смоляницкий В.М., Священников П.Н., Исаксен К., Гьетлен Х. Сезонные и многолетние изменения ледовитости в районе архипелага Шпицберген за период 1979–2015 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 3 (109). С. 50–59.
13. Мелешко В.П., Мирвис В.М., Говоркова В.А., Байдин А.В., Павлова Т.В., Львова Т.Ю. Потепление климата Арктики и аномально холодная погода зимой в 1979–2017 гг. в Северной Евразии // Метеорология и гидрология. 2019. № 4. С. 15–25.
14. Семенов В.А., Мохов И.И., Латиф М. Влияние температуры поверхности океана и границ морского льда на изменение регионального климата в Евразии за последние десятилетия // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 4. С. 403–421.
15. Мохов И.И., Тимажеев А.В. Атмосферные блокирования и изменения их повторяемости в XXI веке по расчетам с ансамблем климатических моделей // Метеорология и гидрология. 2019. № 6. С. 5–16.
16. Акперов М.Г., Мохов И.И., Дембицкая М.А., Парфенова М.Р., Ринке А. Особенности температурной стратификации и ее изменений в тропосфере арктических широт по данным реанализа и модельным расчетам // Метеорология и гидрология. 2019. № 2. С. 19–27.
17. Chernokulsky A., Kozlov F., Zolina O., Bulygina O., Mokhov I.I., Semenov V.A. Observed changes in convective and stratiform precipitation in Northern Eurasia over the last five decades // Environ. Res. Lett. 2019. V. 14. P. 045001. doi.org/10.1088/1748-9326/aafb82.
18. Интенсивные атмосферные вихри и их динамика / Под ред. И.И. Мохова, М.В. Курганского, О.Г. Чхетиани. М.: ГЕОС, 2018. 482 с.
19. Акперов М.Г., Дембицкая М.А., Мохов И.И. Циклоническая активность в Арктическом регионе по модельным расчетам и данным реанализа // Изв. РАН. Сер. Геогр. 2017. № 6. С. 39–46.
20. Akperov M., Rinke A., Mokhov I.I., Matthes H., Semenov V.A., Adakudlu M., Cassano J., Christensen J.H., Dembitskaya M.A., Dethloff K., Fettweis X., Glisan J., Gutjahr O., Heinemann G., Koenigk T., Koldunov N.V., Laprise R., Mottram R., Nikiéma O., Parfenova M., Scinocca J.F., Sein D., Sobolowski S., Winger K., Zhang W. Trends of intense cyclone activity in the Arctic from reanalyses data and regional climate models (Arctic-CORDEX) // IOP Publ.: Earth Environ. Sci. 2019. V. 231. 012003. doi:10.1088/1755-1315/231/1/012003.

21. Akperov M., Rinke A., Mokhov I., Matthes H., Semenov V. and the Arctic Cordex Team. Cyclone activity in the Arctic from an ensemble of regional climate models (Arctic CORDEX) // J. Geophys. Res. Atmos. 2018. V. 123 (5). P. 2537–2554.
22. Akperov M., Rinke A., Mokhov I.I., Semenov V.A., Parfenova M.R., Matthes H., Adakudlu M., Boberg F., Christensen J.H., Dembitskaya M.A., Dethloff K., Fettweis X., Gutjahr O., Heinemann G., Koenigk T., Koldunov N.V., Laprise R., Mottram R., Nikiéma O., Dmitry Sein D., Sobolowski S., Winger K., Zhang W. Future projections of cyclone activity in the Arctic for the 21st century from regional climate models (Arctic-CORDEX) // Glob. Planet. Change. 2019. V. 182. P. 103005.
23. Zahn M., Akperov M., Rinke A., Feser F., Mokhov I.I. Trends of cyclone characteristics in the Arctic and their patterns from different re-analysis data // J. Geophys. Res. 2018. V. 123. No. 5. P. 2537–2551.
24. Ситнов С.А., Мохов И.И. Аномалии содержания метана в атмосфере над севером Евразии летом 2016 года // ДАН. 2018. Т. 480. № 2. С. 223–228.
25. Sitnov S.A., Mokhov I.I., Likhoshesterova A.A. Exploring large-scale black-carbon air pollution over Northern Eurasia in summer 2016 using MERRA-2 reanalysis data // Atmos. Res. 2020. V. 235. Art. Id. 104763. doi:10.1016/j.atmosres.2019.104763.
26. Kosobokova K.N., Hopcroft R.R. Diversity and vertical distribution of mesozooplankton in the Arctic's Canada Basin // Deep Sea Res. Part II. Top Studies in Oceanography. 2010. V. 57. P. 96–110.
27. Сажин А.Ф., Романова Н.Д., Копылов А.И., Заботкина Е.А. Бактерии и вирусы в арктическом льду // Океанология. 2019. Т. 59. № 3. С. 373–382.
28. Choquet M., Hatlebakk M., Dhanasiri A.K.S., Kosobokova K., Smolina I., Sureide J.E., Svensen C., Melle W., Kwasmniewski S., Eiane K., Daase M., Tverberg V., Skreslet S., Bucklin A., Hoarau G. Genetics redraws pelagic biogeography of *Calanus* // Biol. Lett. 2017. V. 13. 20170588. doi: 10.1098/rsbl.2017.0588
29. Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч., Погарский Ф.А. Изменения распространения морских льдов в Арктике и связанные с ними климатические эффекты: диагностика и моделирование // Лед и снег. 2013. № 2 (122). С. 53–62.
30. Khon V., Mokhov I.I., Pogarskiy F., Babanin A., Dethloff K., Rinke A., Matthes H. Wave heights in the 21st century Arctic Ocean simulated with a regional climate model // Geophys. Res. Lett. 2014. V. 41 (8). P. 2956–2961.
31. Liu Q., Babanin A.V., Zieger S., Young I.R., Guan C. Wind and wave climate in the Arctic Ocean as observed by altimeters // J. Climate. 2016. V. 29. P. 7957–7975.
32. Аржанов М.М., Малахова В.В., Мохов И.И. Условия формирования и диссоциации метангидратов в течение последних 130 тысяч лет по модельным расчетам // Доклады АН. 2018. Т. 480. № 6. С. 725–729.
33. Мохов И.И., Елисеев А.В., Гурьянов В.В. Модельные оценки глобальных и региональных изменений климата в голоцене // Доклады АН. 2020. Т. 490. № 1. С. 27–32.
34. Marcott S.A., Shakun J.D., Clark P.U., Mix A.C. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11300 years // Science. 2013. V. 339. P. 1198–1201.
35. Катцов В.М., Павлова Т.В. Ожидаемые изменения приземной температуры воздуха в Арктике в 21-м веке: результаты расчетов с помощью ансамблей глобальных климатических моделей (CMIP5 и CMIP3) // Тр. ГГО. 2015. Вып. 579. С. 7–21.

REFERENCES

1. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. (eds.). Cambridge, New York: Cambridge Univ. Press, 2013: 1535 p.

2. *Vtoroy otsenochnyy doklad Rosgidrometa ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoy Federatsii*. Second Roshydromet assessment report on climate change and its consequences in Russian Federation. Moscow: Federal Service for Hydrometeorology and Environmental monitoring (Roshydromet), 2014: 1008 p. [In Russian].
3. Mokhov I.I. Contemporary climate changes in the Arctic. Herald of the Russian Academy of Sciences. 2015, 85 (3): 265–271.
4. Alekseev G.V., Radionov V.F., Smolyanitsky V.M., Filchuk K.V. Results and prospects of the climate studies and climate service in the Arctic. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2018, 64 (3): 262–269. [In Russian].
5. Mokhov I.I. Contemporary climate changes: Anomalies and trends. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2019, 231: 012037.
6. Mokhov I.I., Smirnov D.A. Contribution of greenhouse gas radiative forcing and Atlantic Multidecadal Oscillation to surface air temperature trends. Russian Meteorology and Hydrology. 2018, 43 (9): 557–564.
7. Mokhov I. I., Parfenova M.P. Features of variability of the Antarctic and Arctic sea ice in recent decades against the background of global and regional climatic changes. *Voprosy geografii*. Problems of Geography. 2020, 150 (Exploration of Antarctica): 304–319. [In Russian].
8. Mokhov I.I., Khon V.Ch., Prokof'eva M.A. New model estimates of changes in the duration of the navigation period for the Northern Sea Route in the 21st century. Doklady Earth Sciences. 2016, 468 (2): 641–645.
9. Khon V.C., Mokhov I.I., Semenov V.A. Transit navigation through Northern Sea Route from satellite data and CMIP5 simulations. Environ. Res. Lett. 2017, 12 (2): 024010. doi:10.1088/1748-9326/aa5841.
10. Kibanova O.V., Eliseev A.V., Mokhov I.I., Khon V.Ch. Variations in the duration of the navigation period along the Northern Sea Route in the 21st century based on simulations with an ensemble of climatic models: Bayesian estimates. Doklady Earth Sciences. 2018, 481 (1): 907–911.
11. Mokhov I. I. Assessment of the ability of contemporary climate models to assess adequately the risk of possible regional anomalies and trends. Doklady Earth Sciences. 2018, 479 (2): 482–485.
12. Tislenko D.I., Ivanov B.V., Smolyanitsky V.M., Svyashchennikov P.N., Isaksen K., Herdis M. Seasonal and long-term changes of sea ice extent in the Svalbard archipelago area during 1979–2015. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2016, 3 (109): 50–59. [In Russian].
13. Meleshko V.P., Mirvis V.M., Govorkova V.A., Baidin A.V., Pavlova T.V., Lvova T.Yu. The Arctic climate warming and extremely cold winters in North Eurasia during 1979–2017. Russian Meteorology and Hydrology. 2019, 44: 223–230.
14. Semenov V.A., Mokhov I.I., Latif M. Influence of the ocean surface temperature and sea ice concentration on regional climate changes in Eurasia in recent decades. Izv. Atmos. Ocean. Phys. 2012, 48: 355–372.
15. Mokhov I.I., Timazhev A.V. Atmospheric blocking and changes in its frequency in the 21st century simulated with the ensemble of climate models. Russian Meteorology and Hydrology. 2019, 44: 369–377.
16. Akperov M.G., Mokhov I.I., Dembitskaya M.A., Parfenova M. R. Lapse rate peculiarities in the Arctic from reanalysis data and model simulations. Russian Meteorology and Hydrology. 2019, 44: 97–102.
17. Chernokulsky A., Kozlov F., Zolina O., Bulygina O., Mokhov I.I., Semenov V.A. Observed changes in convective and stratiform precipitation in Northern Eurasia over the last five decades. Environ. Res. Lett. 2019, 14: 045001. doi:10.1088/1748-9326/aafb82.
18. Intensivnye atmosferynye vikhri i ikh dinamika. Intense atmospheric vortices and their dynamics. Eds. I.I. Mokhov, M.V. Kurgan, O. G. Chkhetiani. Moscow: GEOS, 2018: 482 p. [In Russian].
19. Akperov M.G., Dembitskaya M.A., Mokhov I.I. Cyclone activity in the Arctic from reanalyses data and regional climate model simulations. *Izvestiya RAN, seriya geograficheskaya*. Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk. Seriya Geograficheskaya. 2017, 6: 39–46. [In Russian].

20. Akperov M., Rinke A., Mokhov I.I., Matthes H., Semenov V.A., Adakudlu M., Cassano J., Christensen J.H., Dembitskaya M.A., Dethloff K., Fettweis X., Glisan J., Gutjahr O., Heinemann G., Koenigk T., Koldunov N.V., Laprise R., Mottram R., Nikiéma O., Parfenova M., Scinocca J.F., Sein D., Sobolowski S., Winger K., Zhang W. Trends of intense cyclone activity in the Arctic from reanalyses data and regional climate models (Arctic-CORDEX). IOP Publ.: Earth Environ. Sci. 2019, 231: 012003. doi:10.1088/1755-1315/231/1/012003.
21. Akperov M., Rinke A., Mokhov I., Matthes H., Semenov V. and the Arctic Cordex Team. Cyclone activity in the Arctic from an ensemble of regional climate models (Arctic CORDEX). J. Geophys. Res. Atmos. 2018, 123 (5): 2537–2554.
22. Akperov M., Rinke A., Mokhov I.I., Semenov V.A., Parfenova M.R., Matthes H., Adakudlu M., Boberg F., Christensen J.H., Dembitskaya M.A., Dethloff K., Fettweis X., Gutjahr O., Heinemann G., Koenigk T., Koldunov N.V., Laprise R., Mottram R., Nikiéma O., Dmitry Sein D., Sobolowski S., Winger K., Zhang W. Future projections of cyclone activity in the Arctic for the 21st century from regional climate models (Arctic-CORDEX). Glob. Planet. Change. 2019, 182: 103005.
23. Zahn M., Akperov M., Rinke A., Feser F., Mokhov I.I. Trends of cyclone characteristics in the Arctic and their patterns from different re-analysis data. J. Geophys. Res. 2018, 123 (5): 2537–2551.
24. Sitnov S.A., Mokhov I.I. Anomalies in the atmospheric methane content over Northern Eurasia in the summer of 2016. Doklady Earth Sciences. 2018, 480: 637–641.
25. Sitnov S.A., Mokhov I.I., Likhoshesterova A.A. Exploring large-scale black-carbon air pollution over Northern Eurasia in summer 2016 using MERRA-2 reanalysis data. Atmos. Res. 2020, 235: 104763. doi: 10.1016/j.atmosres.2019.104763.
26. Kosobokova K.N., Hopcroft R.R. Diversity and vertical distribution of mesozooplankton in the Arctic's Canada Basin. Deep Sea Res. Part II. Top Studies in Oceanography. 2010, 57: 96–110.
27. Sazhin A.F., Romanova N.D., Kopylov, A.I., Zabotkina E.A. Bacteria and viruses in Arctic sea ice. Oceanology. 2019, 59: 339–346. doi: 10.1134/S0001437019030196
28. Choquet M., Hatlebakk M., Dhanasiri A.K.S., Kosobokova K., Smolina I., Sureide J.E., Svensen C., Melle W., Kwastniewski S., Eiane K., Daase M., Tverberg V., Skreslet S., Bucklin A., Hoarau G. Genetics redraws pelagic biogeography of *Calanus*. Biol. Lett. 2017, 13: 20170588. doi: 10.1098/rsbl.2017.0588
29. Mokhov I.I., Semenov V.A., Khon V.C., Pogarsky F.A. Change of sea ice content in the Arctic and the associated climatic effects: detection and simulation. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 53 (2): 53–62. doi: 10.15356/2076-6734-2013-2-53-62. [In Russian].
30. Khon V., Mokhov I.I., Pogarskiy F., Babanin A., Dethloff K., Rinke A., Matthes H. Wave heights in the 21st century Arctic Ocean simulated with a regional climate model. Geophys. Res. Lett. 2014, 41 (8): 2956–2961.
31. Liu Q., Babanin A.V., Zieger S., Young I.R., Guan C. Wind and wave climate in the Arctic Ocean as observed by altimeters. J. Climate. 2016, 29: 7957–7975.
32. Arzhanov M.M., Malakhova V.V., Mokhov I.I. Simulation of the Conditions for the Formation and Dissociation of Methane Hydrate over the Last 130 000 Years. Doklady Earth Sciences. 2018, 480: 826–830. doi: 10.1134/S1028334X18060211.
33. Mokhov I.I., Eliseev A.V., Guryanov V.V. Model estimates of global and regional climate changes in the Holocene. Doklady Earth Sciences. 2020, 490: 23–27. doi: 10.1134/S1028334X20010067.
34. Marcott S.A., Shakun J.D., Clark P.U., Mix A.C. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11300 years. Science. 2013, 339: 1198–1201.
35. Kattsov V.M., Pavlova T.V. Expected Arctic surface air temperature changes through the 21st century: projections with ensembles of global climate models (cmip5 and cmip3). *Trudy GGO*. Proceed. Voeikov Main Geophysical Observatory. 2015, 579: 7–21. [In Russian].

ГИДРОЛОГИЯ СУШИ И ГИДРОХИМИЯ

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-463-481>
УДК 556.545.2 (292.256.26)



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

КРИТИЧЕСКИЕ УРОВНИ ЛЕТНЕЙ МЕЖЕНИ НА УСТЬЕВЫХ
УЧАСТКАХ РЕК ОБСКО-ТАЗОВСКОГО РЕГИОНА

А.А. ПИСКУН

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

piskun@aari.ru

Резюме

Выполнены анализ продолжительности стояния уровня воды ниже проектных отметок и оценка его характеристик за навигационный период на постах Салехард, Аксарка, Ныда, Надым, Самбург, Сидоровск, Тазовский, Находка на рядах наблюдений по 2013 г. Выделены случаи непрерывного стояния уровней не менее 10 суток, что относится к опасным явлениям. В результате анализа получены оценки продолжительности и повторяемости непрерывного стояния уровней в периоды открытого русла за каждый год, за 10-летние интервалы, за многолетие. Определены соотношения частоты и продолжительности опасных случаев с продолжительностью навигационных периодов. Установлены превышения критических уровней над минимальными за периоды наиболее продолжительных случаев непрерывного стояния за сезон открытого русла. Выполнено сравнение суммарной за сезон продолжительности стояния уровней ниже проектных значений с характеристиками стока воды для постов при наличии необходимой информации.

Ключевые слова: навигационные периоды, опасные явления, повторяемость, продолжительность, проектные отметки, характеристики.

Для цитирования: Пискун А.А. Критические уровни летней межени на устьевых участках рек Обско-Тазовского региона // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 4. С. 463–481. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-463-481>.

Поступила 02.07.2020

После переработки 20.08.2020

Принята 02.09.2020

CRITICAL LEVELS OF THE SUMMER SEASON IN THE MOUTH
AREAS OF THE RIVERS OF THE OB-TAZ REGION

ALEXANDER A. PISKUN

State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute,
St. Petersburg, Russia

piskun@aari.ru

Summary

Situations in which water levels in summer fall below design (critical) marks for at least 10 days are considered dangerous phenomena. In such situations, navigation is hampered or stopped, resulting in significant economic damage. As our previous studies have shown, the mouth areas of the rivers of the Ob-Taz region that are used for navigation are prone to these dangerous phenomena. The aim of this work is to analyze the duration of the water level standing below the design marks and to estimate its characteristics for the navigation period at the posts Salekhard, Aksarka, Nyda, Nadym, Samburg, Sidorovsk, Tasovsky, Nahodka over an extended series of observations. Of the posts listed, the analysis has not previously covered Aksarka and Nadym data. Project levels have changed for some of the posts over the years, requiring updated estimates. The analysis was carried out on the basis of average daily levels at the posts for the period 1936–2013 published in the annual edition of the Water cadastre. If necessary, information on the water flow was included. Unfortunately, the quality of the data for most of the posts except Salekhard is not satisfactory due to numerous passes. The technique consists in the analysis of continuous level standing relative to the design values by specified intervals of duration. The results show that all the posts experienced levels lower than the design marks. In Nahodka it happened annually, in Nadym, Samburg, Sidorovsk — in 75.6 %, 68.3 %, 54.2 % of all the years of observations, respectively. Of all the cases of standing levels below the design mark, those of continuous standing with a dangerous duration were observed in Sidorovsk 71 %, Nadym 67.3 %, Samburg 41.1 %, Nahodka 40.0 %, Aksarka 26.1 %, Nyda 19.1 %, Salekhard 16.7 %. Only in Tasovsky were there no cases of dangerous duration. The largest number of years with dangerous cases fall on the 10-th anniversary of 1981–1990. In individual navigation seasons, two to four cases of continuous standing levels of dangerous duration were observed. At the same time, minimum average daily levels fell below critical values by a value from 189 cm (Nahodka) to 53 cm (Samburg). The maximum number of days with cases of dangerous duration in one season was in shares from the period of open channel from 91.4 % (Nahodka) to 36.6 % (Salekhard). The sum of days with levels below the design values for the season depends inversely on the amount of river flow.

Keywords: characteristics, design marks, duration, hazards, navigation periods, repeatability.

For Citation: *Piskun A.A.* Critical levels of the summer season in the mouth areas of the rivers of the Ob-Taz region. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (4): 463–481. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-463-481>.

Received 02.07.2020

Revised 20.08.2020

Accepted 02.09.2020

ВВЕДЕНИЕ

При гидрологическом обеспечении хозяйственных организаций зачастую требуется информация о продолжительности непрерывного стояния уровней воды выше или ниже определенных значений. Согласно перечню опасных природных явлений низкий уровень воды (низкая межень) в навигационный период относится к опасным гидрологическим явлениям [1]. Критерием порога опасности этого явления на судоходных реках служит уровень воды, когда он опускается ниже проектных отметок и удерживается в течение не менее 10 суток подряд. В случае таких понижений уровня, как правило, затрудняется или полностью прекращается судоходство, что приводит к существенному материальному ущербу.

Согласно ГОСТ 23903-79 [2] проектный уровень воды — это условный низкий уровень с заданной обеспеченностью. Используется при путевых работах на внутренних водных путях и установлении гарантированных габаритов судового хода. На водных путях местного значения за проектный уровень рекомендовано принимать меженный навигационный уровень обеспеченностью от 80 до 90 % [3].

Устьевые участки рек Обь, Надым, Ныда, Пур и Таз представляют собой часть нижнего течения этих рек, на которой проявляется влияние приемного водоема [4, 5]. Режим уровней на устьевых участках характеризуется постепенным уменьшением

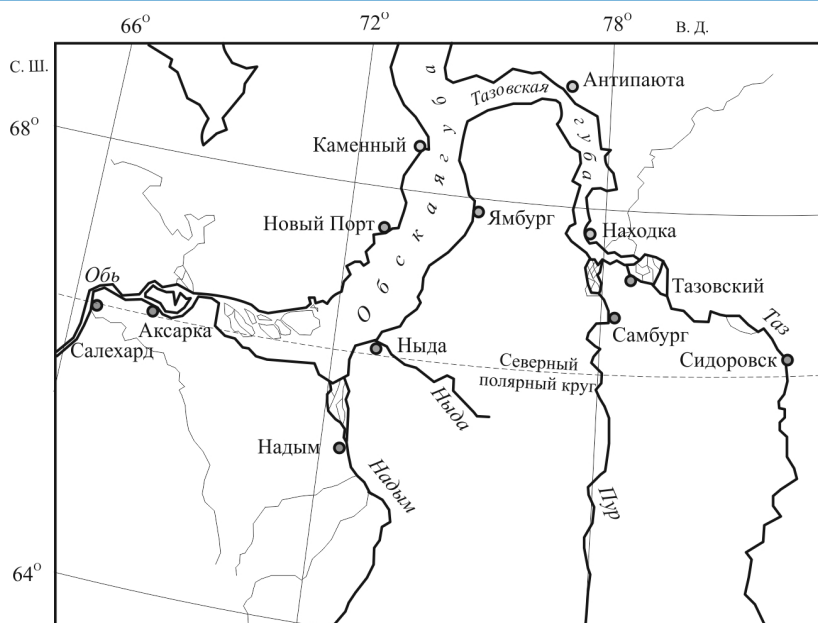


Рис. 1. Схема расположения уровенных постов

Fig. 1. The layout of the level posts

влияния стока воды по мере движения вниз по течению с одновременным возрастанием влияния колебаний уровня приемного водоема [6, 7], которым в данном случае являются Обская и Тазовская губы (рис. 1).

Верхней (речной) границей устьевых участка реки считается створ, до которого обычно распространяются неперiodические и периодические колебания уровня приемного водоема в период наименьших значений речного стока [4, 5]. Если колебания уровня приемного водоема затухают в пределах дельты, то за верхнюю границу устьевых участка принимается вершина современной дельты, а именно — место отщвления первого дельтового рукава или протоки, впадающей непосредственно в приемный водоем или в один из рукавов дельты.

Нижняя граница устьевых участка, т. е. граница между устьевым участком реки и устьевым взморьем, проходит в многорукавных устьях рек по линии, огибающей надводную дельту со стороны приемного водоема, а в одорукавных устьях — по устьевому створу. Под устьевым створом понимается условная линия, соединяющая мысы противоположных берегов (концы устьевых кос) или островов на выходе реки в приемный водоем [4, 5].

Верхняя (речная) граница устьевых участка р. Оби находится в 64 км выше по течению поста Салехард, являющегося замыкающим гидрометрическим створом, на котором выполняются измерения стока р. Оби (табл. 1). Подобная ситуация характерна и для устьевых участка р. Пур, речная граница которого расположена в 58 км выше Самбурга. Для р. Таз такая граница приурочена к местоположению замыкающего гидрометрического створа Сидоровск. Для поста Надым верхняя граница устьевых участка совпадает с вершиной дельты р. Надым, вблизи которой расположен замыкающий гидрометрический створ.

Таблица 1

**Сведения о местоположении постов в границах устьевых участков судоходных рек
Обско-Тазовского региона**

Table 1

**Information on the location of posts within the borders of the mouth areas
of navigable rivers in the Ob-Taz region**

Водный объект	Пост	Расстояние (км)	
		от вершины устьевой области	от морского края дельты
р. Обь	Салехард	64	287
	Аксарка	128	213
р. Ныда	Ныда	—	1,0*
р. Надым	Надым	0	110
р. Пур	Самбург	58	86
р. Таз	Сидоровск	0	259
	Тазовский	249	10
Тазовская губа	Находка	312**	—

Примечание: * — для р. Ныды местоположение вершины устьевой области не определено, расстояние дано только от устьевого створа р. Ныды, расположенного при впадении ее в Обскую губу; ** — для поста Находка приведено расстояние от Сидоровска.

Устьевые участки рек Обь, Надым, Ныда, Пур и Таз на всем протяжении используются для судоходства. По данным табл. 1 видно, что наиболее протяженным из них является устьевой участок р. Оби, длина которого составляет 351 км. Протяженность устьевого участка р. Таз равна 259 км, р. Пур — 144 км, р. Надым — 110 км.

Основные закономерности гидрологического режима на устьевых участках перечисленных рек, за исключением Ныды, обобщены в монографии [8] по данным предшествующих публикаций. При этом тема критических уровней на этих объектах в монографии не рассматривается.

Вопрос о продолжительности непрерывного стояния уровней воды ниже проектных значений на постах устьевых участков рек Обь, Ныда, Пур, Таз и поста Находка, расположенного в Тазовской губе вблизи морского края дельты р. Таз (рис. 1), был рассмотрен в работе [9]. На примере данных по посту Ныда в ней изложен метод обработки данных, представлены результаты анализа для отмеченных постов по рядам наблюдений за уровнем по 1994 г. за исключением поста Самбург (по 1991 г.). Было высказано обоснованное мнение о том, что для поста Ныда в материалах лоции, использованных для анализа, был назначен явно завышенный проектный уровень. Почерпнутые из лоций значения проектных уровней, относительно которых ранее вычислялись характеристики продолжительности стояния низких уровней над нулем поста в работе [9], были следующими: 70 см для Салехарда, 315 см для Самбурга, 220 см для Сидоровска и Ныды, 570 см для Тазовского, 680 см для Находки. К сожалению, в лоциях не указываются периоды, за которые вычислены представленные в них проектные уровни. Это не позволяет провести анализ связи этих уровней с другими элементами гидрологического режима за период совместных наблюдений.

Целью настоящей работы является анализ продолжительности стояния уровня воды ниже проектных отметок и оценка его характеристик за навигационный период на устьевых участках рек Обь, Пур, Таз, Ныда и в районе поста Находка на про-

дленных рядах наблюдений с учетом уточненных проектных уровней, приведенных в логиях последних лет издания (для постов, где это имело место). Кроме того, такой же анализ необходимо выполнить для постов Аксарка и Надым, не представленных в предыдущей работе [9].

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ

Исходными данными послужили материалы наблюдений за уровнями воды на перечисленных стационарных постах, опубликованные в ежегодных изданиях Водного кадастра. Сведения о периодах, за которые выполнен анализ данных наблюдений, отметках нулей постов и проектных уровнях, относительно которых выполнялись расчеты, приведены в табл. 2. Проектные уровни, имеющие критическое значение для судоходства на реках региона, включая их устьевые участки, приняты по соответствующим навигационным картам поздних лет выпуска. Представленные в них обеспеченности проектных уровней даны в табл. 2. Они показывают, что на практике, исходя из местных условий конкретного водного объекта, департамент речного транспорта Министерства транспорта РФ назначает обеспеченности проектных уровней летней межени в более широких пределах, чем рекомендовано в работе [3]. Применительно к условиям судоходных трасс на устьевых участках рек Обь, Надым, Ныда, Пур и Таз обеспеченность проектного уровня находится в пределах от 48,6 % до 95,7 %, что отражено в материалах логий последних лет изданий. Периоды, за которые вычислены эти обеспеченности, в логиях не приводятся.

Как видно из табл. 2, наиболее продолжительный ряд непрерывных наблюдений за уровнем воды, использованный для анализа, принадлежит посту Салехард (78 лет). За ним следует Самбург, но наблюдения здесь полностью отсутствуют в течение всего года в 1992–1999, 2002, 2003 гг. Отсутствие наблюдений за уровнем в течение

Таблица 2

Сведения об исходной информации по стационарным постам,
для которых выполнен анализ данных

Table 2

Information about the source data for stationary posts for which data analysis was performed

Водный объект	Пост	Отметка нуля поста (система высот)	Период, за который выполнен анализ данных наблюдений	Проектный уровень ($H_{пр}$), см над нулем поста	Обеспеченность проектного уровня, %
р. Обь	Салехард	0,52 м (БС–77)	1936–2013	70	95,1
	Аксарка	0,39 м (БС–77)	1959–2013	60	95,7
р. Ныда	Ныда	–1,92 м (БС)	1962–2013	200	62,5
р. Надым	Надым	7,59 м (БС–77)	1968–2013	50	80,6
р. Пур	Самбург	–2,12 м (БС–77)	1938–2013	315	—
р. Таз	Сидоровск	2,83 м (БС–77)	1950–1996	230	88,3
	Тазовский	–5,23 м (БС–77)	1947–2013	500	94,2
Тазовская губа	Находка	–5,94 м (БС)	1966–2013	650	—

Примечание: * — для р. Ныды местоположение вершины устьевой области не определено, расстояние дано только от устьевое створа р. Ныды, расположенного при впадении ее в Обскую губу; ** — для поста Находка приведено расстояние от Сидоровска; *** — для постов Самбург и Находка обеспеченность проектного уровня в навигационных картах не приведена; БС — Балтийская система высот.

всего года отмечены также на постах Аксарка (1968, 1993, 1994, 1999, 2000 гг.), Ныда (1998 г.), Находка (1998–2003 гг.), Тазовский (1993 г.). Неполные в течение года наблюдения были на постах Тазовский (1966, 1976, 1977 гг.), Самбург (1984, 2000 гг.), Сидоровск (1985, 1993 гг.), Надым (1992–1996 гг.). На посту Надым уровенные наблюдения ведутся с 1937 г., но в 1967 г. ряд прерван в связи с переносом поста на новое место без увязки с предыдущими наблюдениями. В 1992 г. пост на р. Надым был еще раз перенесен (на 1 км ниже по течению), но на сей раз уровни были увязаны с предыдущими начиная с 1968 г. Пост Самбург до 1943 г. находился в 3 км ниже по течению, после переноса ряды не увязаны. Перечисленные нарушения однородности уровней были полностью учтены при формировании рядов для их дальнейшего анализа в данной работе.

Дискретность наблюдений за уровнем на указанных в табл. 2 постах — два срока в течение суток. И лишь в период весеннего половодья проводились учащенные наблюдения.

Для сопряженного анализа с уровнями использовались данные о расходах воды на замыкающих створах исследуемых водных объектов. Наиболее полные данные о расходах воды получены по Салехарду (с 1936 г.). Наблюдения за водным стоком, хотя и с перерывами, велись также в Самбурге (1939–1991 гг.), Сидоровске (1962–1996 гг.). В данных о стоке воды по Надыму имеется особенно большой перерыв (1991–2010 гг.); для анализа могут быть использованы данные о расходах воды за 1968–1990, 2010–2013 гг.

Принятая нами методика анализа данных изложена в работе [9]. В отличие от обработки, предназначенной для получения обычных кривых природной повторяемости и обеспеченности уровней [3], методика сводится к анализу интервалов их изменения не по амплитуде, а по продолжительности непрерывного стояния относительно заданного значения.

Понятно, что за отдельный год или сезон наглядное представление о продолжительности непрерывного стояния уровней выше или ниже определенного значения дает обычный график хода ежедневных уровней, на который также нанесена линия проектного уровня. В нашем случае для получения численных характеристик за многолетний период удобно воспользоваться табличной обработкой, представленной в работе [9]. По ежедневным данным об уровнях (H) за каждый год отмечаются случаи непрерывного стояния уровней ниже заданного критического значения ($H_{пр}$) в период открытого русла. Определяется их количество и продолжительность ($\tau_{пр}$) каждого из них. Выделяются случаи продолжительностью не менее 10 суток. Для полноты информации за каждый год выбираются также продолжительность периода открытого русла, значение минимального уровня ($H_{мин}$) в этот период и минимальный уровень наиболее продолжительного стояния уровня ниже проектного.

По итогам обработки для каждого поста составляется таблица за многолетний период, позволяющая проследить изменчивость полученных характеристик по годам за весь период наблюдений. Для сравнения характеристик между постами формируется сводная таблица, включающая итоговые выборочные за многолетие их значения из предыдущей таблицы. Выполняется анализ полученных результатов, основные из которых представлены далее. Подчеркнем, что анализу подлежали уровни за период открытого русла, условно приравненный к навигационному периоду.

Употребляемое далее для краткости словосочетание «число лет» следует понимать равнозначным числу периодов (сезонов) открытого русла. Равнозначность принимаем также в отношении словосочетаний «число суток» и «число дней», характеризующих продолжительность явлений, т. к. выборки осуществлялись по среднесуточным данным. Словосочетания «случаи опасной продолжительности» и «периоды непрерывного стояния уровня ниже проектной отметки в течение не менее 10 сут» также считаем равнозначными.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В табл. 3 и на рис. 2 представлена информация о непрерывном стоянии уровней воды ниже проектных значений за период наблюдений на постах устьевых участков рек Обско-Тазовского региона.

Как видно из табл. 3 и рис. 2, случаи стояния уровней воды ниже проектных значений наблюдались на всех постах региона. При этом на посту Находка они имели место ежегодно, на посту Ныда занимали 98 % из всех лет наблюдений, на посту Надым — 75,6 %, Самбург — 68,3 %, Сидоровск — 54,3 %, на остальных — менее 40 %, реже всего отмечались на посту Тазовский.

Наибольшее число лет с опасными периодами непрерывного стояния $H < H_{пр}$, продолжительность которых более 10 сут ($n_{тау}$), за все годы наблюдений отмечено

Таблица 3

Число лет (сезонов) и случаев непрерывного стояния уровня ниже проектных значений за многолетний период

Table 3

The number of years (seasons) and cases of continuous standing of the level below the design values for a multi-year period

Пост	n , лет	$n_{пр}$, лет	Характеристика лет с наличием $\tau \geq 10$ суток			$n_{сл}$, случаев	$n_{чс}$, случаев	$m_{сл}$, случаев	Годы с $m_{сл}$
			$n_{тау}$, лет	$n_{тау}/n$, %	$n_{тау}/n_{пр}$, %				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Салехард	78	23 (29,5)	10	12,8	43,5	66	11 (16,7)	7	1951
Аксарка	48	18 (37,5)	7	14,6	38,9	46	12 (26,1)	7	1967
Ныда	51	50 (98,0)	43	84,3	86,0	419	80 (19,1)	18	2012
Надым	45	34 (75,6)	32	71,1	94,1	55	37 (67,3)	4	1982, 1985
Самбург	60	41 (68,3)	29	48,3	70,7	112	46 (41,1)	6	2005
Сидоровск	46	25 (54,3)	20	43,5	80,0	31	22 (71,0)	2	1950, 1951, 1984, 1988, 1995, 1996
Тазовский	65	7 (10,8)	0	0,0	0,0	9	0 (0,0)	2	1957, 1991
Находка	40	40 (100)	34	85,0	85,0	175	70 (40,0)	9	1976

Примечания: n — длина исследуемого ряда (число сезонов открытого русла); $H_{пр}$ — проектный (критический) уровень; $n_{пр}$ — число лет с наличием случаев с $H < H_{пр}$; $\tau_{пр}$ — продолжительность непрерывного стояния уровня ниже проектного значения; $n_{тау}$ — число лет с наличием $\tau \geq 10$ суток; $n_{сл}$ — суммарное число случаев с $H < H_{пр}$ любой продолжительности за n лет; $n_{чс}$ — число случаев с $\tau \geq 10$ суток; в колонке 3 в скобках даны величины $n_{пр}$ в % от длины исследуемого ряда (n); в колонке 8 в скобках приведено отношение (%) числа случаев с $\tau \geq 10$ суток к суммарному числу случаев с $H < H_{пр}$ любой продолжительности за n лет, т.е. $n_{чс}/n_{сл}$; макс. — максимум; $m_{сл}$ — максимальное за год число периодов любой продолжительности с $H < H_{пр}$.

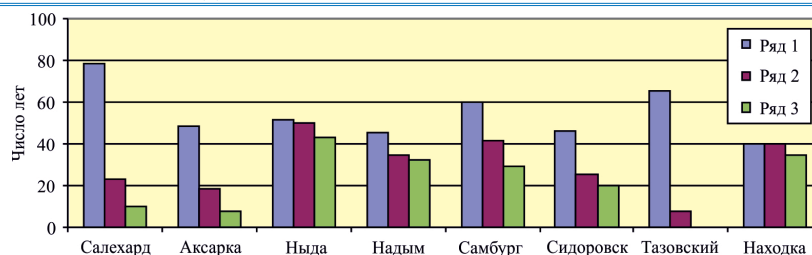


Рис. 2. Число лет наблюдений (ряд 1), лет с наличием периодов с $H < H_{пр}$ (ряд 2) и лет с периодами непрерывного стояния уровня ниже проектных значений не менее 10 суток (ряд 3)

Fig. 2. Number of years of observations (row 1), years with periods with $H < H_{пр}$ (row 2) and years with periods of continuous level standing below the design values of at least 10 days (row 3)

на посту Ныда (43 навигационных сезона из 50). Находка по числу таких периодов находится на втором месте (34 сезона из 40), далее следует Надым (32 сезона из 34), Самбург (29 сезонов из 41). В Тазовском не было ни одного случая продолжительностью не менее 10 сут непрерывного стояния уровня ниже критических значений.

Отношение числа лет с опасными периодами непрерывного стояния $H < H_{пр}$ к числу всех лет наблюдений оказалось наиболее высоким для постов Находка (85,0 %), Ныда (84,3 %), Надым (71,1 %).

Доля лет с опасными периодами стояния уровня по отношению к числу только тех лет, в которые отмечены случаи с $H < H_{пр}$, составляет для поста Надым 94,1 %, Находка — 85,0 %, Ныда — 86,0 %, Сидоровск — 80,0 %, Самбург — 70,7 %. Для Салехарда и Аксарки это соотношение составляет 43,5 и 38,9 % соответственно.

В целом данные табл. 3 показывают, что по всем показателям и соотношениям, которые характеризуют число лет со случаями непрерывного стояния уровней ниже проектных, наибольшее число лет со случаями опасной продолжительности за годы наблюдений характерно для постов Находка, Ныда, Надым, Сидоровск и Самбург.

Понятно, что число отдельных периодов (случаев) непрерывного стояния уровней ($n_{сл}$) ниже проектных значений будет больше, чем число лет с проявлением таких случаев, поскольку в году может наблюдаться несколько случаев с $H < H_{пр}$. Из табл. 3 видно, что наибольшее суммарное число случаев с $H < H_{пр}$ любой продолжительности за n лет наблюдалось в Ныде (419 случаев). Затем следуют Находка (175 случаев), Самбург (112), Салехард (66), Надым (55 случаев), остальные насчитывают менее 50 случаев. Как видно, по суммарному числу случаев пост Надым не вошел в тройку постов с наиболее высокими показателями. Это объясняется тем, что случаи непрерывного стояния уровня ниже проектного значения здесь отличались затяжным характером и большинство их (67,3 %) относятся к опасным явлениям. Похожая ситуация складывается и с постом Сидоровск. Для этого поста, как и для Надыма, преобладают случаи непрерывного стояния опасной продолжительности (71 %). За Сидоровском и Надымом следуют Самбург (41,1 %), Находка (40 %), Аксарка (26,1 %), Ныда (19,1 %), Салехард (16,7 %).

Первенство по максимальному за один год числу случаев непрерывного стояния $H < H_{пр}$ различной продолжительности принадлежит посту Ныда (18 случаев в навигацию 2012 г.). Из них лишь 1 случай по продолжительности относится к опасным. В Находке наибольшее за 1 год число случаев с $H < H_{пр}$ отмечено в 1976 г. (9 случаев), но среди них не было случаев продолжительностью от 10 суток и выше.

По 7 случаев за год отмечено в Салехарде (1951 г.) и Аксарке (1967 г.); они также не относятся к опасным по продолжительности. В Самбурге отмечен один случай опасной продолжительности (2005 г.) из максимального (6) за один год числа случаев стояния $H < H_{пр}$. В Надыме максимальное за один год число случаев с $H < H_{пр}$ различной продолжительности наблюдалось по 4 раза в 1982 и 1985 гг. Из них имели продолжительность от 10 суток два случая в 1982 г. и один в 1985 г. По Сидоровску набирается 6 лет, в каждом из которых отмечено по два случая с $H < H_{пр}$. Это максимальное за один сезон число таких случаев для данного поста. При этом случаи опасной продолжительности наблюдались в 1950, 1951, 1988 гг. (по одному), в 1995 и 1996 гг. (по два случая).

В табл. 4 приведена повторяемость случаев непрерывного стояния уровня ниже проектных значений по заданным интервалам продолжительности этих случаев за все годы. Данные табл. 4 представляют собой детализацию данных по колонкам 7 и 8 из табл. 3. Как следует из табл. 4, для поста Надым, имеющего наибольшую из всех постов продолжительность стояния уровня ниже проектного значения, характерно наличие случаев по всем 9-суточным интервалам продолжительности. По Ныде также присутствуют данные по всем интервалам продолжительности в пределах наблюдаемых ее значений на этом посту. По остальным постам имеются пропуски от одного до четырех интервалов, что обусловлено дискретностью разбиения продолжительности явления на интервалы. Принятая нами дискретность разбиения на интервалы выбрана таким образом, чтобы отделить опасные периоды непрерывного стояния уровня от остальных (до 10 сут).

Таблица 4

**Повторяемость числа случаев непрерывного стояния $H < H_{пр}$
по заданным интервалам ее продолжительности за все годы наблюдений**

Table 4

**Frequency of cases of continuous standing of $H < H_{пр}$
at specified intervals of its duration for all the years of observations**

Интервал, сутки	Салехард	Аксарка	Ныда	Надым	Самбург	Сидоровск	Тазовский	Находка
1–9	55	34	339	18	66	9	9	105
10–18	6	6	62	7	26	8	–	32
19–27	3	5	14	2	10	3	–	12
28–36	1	0	3	1	4	0	–	7
37–45	0	0	1	4	3	1	–	5
46–54	1	0	–	3	0	1	–	4
55–63	–	0	–	1	2	6	–	6
64–72	–	1	–	3	0	1	–	2
73–81	–	–	–	6	1	1	–	0
82–90	–	–	–	3	–	1	–	1
91–99	–	–	–	3	–	–	–	1
100–108	–	–	–	2	–	–	–	–
109–117	–	–	–	1	–	–	–	–
118–	–	–	–	1	–	–	–	–

Примечание: прочерк означает отсутствие случаев в заданном интервале.

Таблица 5

**Повторяемость опасных случаев непрерывного стояния уровня $H < H_{\text{пр}}$
за один навигационный сезон**

Table 5

**Frequency of dangerous cases of continuous standing of the $H < H_{\text{пр}}$ level
in one navigation season**

Пост	Заданное значение числа случаев с $\tau_{\text{пр}} \geq 10$ сут за один навигационный сезон				Годы с числом случаев наибольшего заданного значения
	4	3	2	1	
Салехард	—	—	1	9	2012
Аксарка	1	—	2	4	2012
Ныда	1	9	16	17	2005
Надым	—	—	5	27	1982, 1997, 1998, 2004, 2011
Самбург	1	3	8	17	2009
Сидоровск	—	—	2	18	1995, 1996
Тазовский	—	—	—	—	—
Находка	2	8	14	10	2011, 2012

Табл. 5 дает ответ на вопрос о том, сколько раз за один навигационный сезон имели место случаи с $\tau_{\text{пр}} \geq 10$ сут с определенным (заданным) значением частоты этих случаев. Отметим, что сумма этих случаев по каждому посту равна значению в колонке 4 табл. 3. Как следует из табл. 5, наибольшее число случаев с $\tau_{\text{пр}} \geq 10$ сут за один навигационный сезон отмечено в Находке, где два года (2011, 2012 гг.) наблюдалось по 4 случая опасной продолжительности стояния уровня ниже критических значений. Четырежды за один сезон складывалась подобная ситуация в Аксарке (2012 г.), Ныде (2005 г.), Самбурге (2009 г.). В 2012 г. в Салехарде было отмечено 2 случая опасной продолжительности за один сезон. Ныде принадлежит первенство по варианту трехразовой повторяемости числа случаев непрерывного стояния уровня опасной продолжительности, что наблюдалось в 9 сезонах. За Ныдой следует Находка с количеством 8 сезонов, в каждом из которых трижды отмечалось стояние низких уровней опасной продолжительности. Наибольшее число двукратной повторяемости опасных случаев за сезон наблюдалось в Ныде (16 лет), Находке (14 лет). Наиболее часто по всем постам кроме Находки имели место случаи однократного появления за сезон навигации опасного случая непрерывного стояния уровня. В Надыме это наблюдалось в течение 27 лет.

В табл. 6 представлены сведения о сумме дней с уровнями ниже проектных за весь период наблюдений и наибольшей сумме за год, а также о значениях минимальных уровней для наиболее продолжительных периодов стояния уровня ниже проектных.

Как следует из табл. 6, наибольшее за весь период наблюдений суммарное число дней с уровнями ниже проектных принадлежит посту Ныда (2480 дней). Свыше двух тысяч дней с $H < H_{\text{пр}}$ имеют также Находка и Надым. По Самбургу таких дней наблюдалось 1313, по остальным постам — менее тысячи. Меньше всего подвержен понижению уровня ниже проектных отметок пост Тазовский.

Из всех постов максимальная за один навигационный сезон сумма дней с уровнями ниже критических отмечалась в Надыме в 2000 г. (124 дня). Доля максимальной за навигацию суммы дней с $H < H_{\text{пр}}$ (см. табл. 6 в скобках) по отношению к сумме таких дней за весь период наблюдений имеет обратную зависимость. Для поста Та-

Таблица 6

Продолжительность стояния уровней ниже проектных ($H_{пр}$) и минимальные среднесуточные уровни ($H_{мин}$) наиболее продолжительного случая с $H < H_{пр}$ Table 6

The duration of standing levels below the design ($H_{пр}$) and the minimum average daily levels ($H_{мин}$) of the longest case with $H < H_{пр}$

Пост	Сумма дней с $H < H_{пр}$ за весь период наблюдений	Макс. за год сумма дней с $H < H_{пр}$		Макс. за год отношение суммы дней с $H < H_{пр}$ к $\tau_{ор}$		$H_{мин}$ среднесуточный наиболее продолжительного случая с $H < H_{пр}$		
		число дней	год	%	год	см над нулем поста	год	разность ($H_{пр} - H_{мин}$)
Салехард	434	61 (14,1)	1989	42,1	1989	-4	1989	74
Аксарка	376	77 (20,5)	2012	49,4	2012	-27	1977	87
Ныда	2480	89 (3,6)	1981	69,5	1981	22	1977	178
Надым	2339	124 (5,3)	2000	83,8	2000	-33	1988	83
Самбург	1313	84 (6,4)	2009	66,7	2009	262	2009	53
Сидоровск	901	83 (9,2)	1967	63,0	1990	155	1967	75

Примечание: в скобках указано число дней в % от суммы дней с $H < H_{пр}$ за весь период наблюдений; $\tau_{ор}$ — продолжительность периода открытого русла, приравненного к навигационному периоду.

зовский она оказалась равной 26,9 % при сумме дней, равной 26, с $H < H_{пр}$ за весь период наблюдений для поста Ныда — 3,7 % при сумме дней равной 2480.

Наибольшее превышение проектного уровня ($H_{пр}$) относительно минимального среднесуточного уровня ($H_{мин}$) за весь период наблюдений характерно для поста Находка (189 см). Для поста Ныда превышение составляет 178 см. За ним следуют Аксарка (87 см), Надым (83), Сидоровск (75 см), Салехард (74 см), Самбург (53 см), Тазовский (28 см).

Таблица 7

Экстремальные значения периода открытого русла ($\tau_{ор}$)
и максимальная за сезон продолжительность опасного стояния уровня ($\tau_{пр}$) Table 7

Extreme values of the open riverbed period ($\tau_{ор}$)
and the maximum duration of dangerous level standing during the season ($\tau_{пр}$)

Пост	Продолжительность периода открытого русла ($\tau_{ор}$)				Макс. за навигационный сезон продолжительность $\tau_{пр}$		Отношение макс. за сезон $\tau_{пр}$ к $\tau_{ор}$	
	мин.		макс.		число дней	год	%	год
	число дней	год	число дней	год				
Салехард	118	1990	168	2010	53	1989	36,6	1989
Аксарка	112	1970	165	2010	64	1977	42,7	1977
Ныда	105	1978	153	2011	39	1981	30,5	1981
Надым	110	1978	165	2011	117	2005	79,9	1988
Самбург	90	2001	151	2011	73	1967	53,3	1967
Сидоровск	106	1981	141	1967	83	1967	63,0	1990
Тазовский	97	1981	150	2011	7	1968	6,4	1968
Находка	87	1992	140	2011	96	2006	91,4	2006

В табл. 7 приведены сведения о максимальной наблюдавшейся за навигационный сезон продолжительности опасного стояния уровня ($\tau_{пр}$) и экстремальных значениях продолжительности навигационного сезона, приравненного к периоду открытого русла ($\tau_{ор}$).

Из табл. 7 видно, что продолжительность периода открытого русла ($\tau_{ор}$) на постах региона находилась в пределах от 87 до 140 дней в Находке и от 118 до 168 включительно в Салехарде. Обращает на себя внимание тот факт, что максимальная продолжительность периода открытого русла приурочена к 2010 и 2011 гг. на всех постах за исключением Сидоровска, наблюдения в котором в эти годы уже не велись.

Таблица 8

Многолетняя изменчивость основных характеристик непрерывного стояния уровня ниже проектных значений по заданным периодам лет наблюдений

Table 8

Long-term variability of the main characteristics of continuous standing of the level below the design values for the specified periods of years of observations

Характеристика	1936– 1940	1941– 1950	1951– 1960	1961– 1970	1971– 1980	1981– 1990	1991– 2000	2001– 2010	2011– 2013
Салехард									
$n_{пр}$, лет	4	0	4	3	2	6	1	2	1
$n_{тау}$, лет	1	0	1	2	2	3	0	0	1
$n_{чс}$, случаев	1	0	1	2	2	3	0	0	2
Аксарка									
$n_{пр}$, лет	–	–	–	3	2	6	2	4	1
$n_{тау}$, лет	–	–	–	1	1	3	0	1	1
$n_{чс}$, случаев	–	–	–	2	1	4	0	1	4
Ныда									
$n_{пр}$, лет	–	–	–	9	10	10	9	10	3
$n_{тау}$, лет	–	–	–	9	10	10	9	6	2
$n_{чс}$, случаев	–	–	–	16	10	22	15	13	4
Надым									
$n_{пр}$, лет	–	–	–	–	3	10	9	9	3
$n_{тау}$, лет	–	–	–	–	3	9	9	8	3
$n_{чс}$, случаев	–	–	–	–	3	10	11	9	4
Самбург									
$n_{пр}$, лет	–	5	8	7	4	7	(1)	6	3
$n_{тау}$, лет	–	5	5	5	2	6	(1)	3	2
$n_{чс}$, случаев	–	8	6	6	5	9	(1)	7	4
Сидоровск									
$n_{пр}$, лет	–	(1)	4	4	3	7	(6)	–	–
$n_{тау}$, лет	–	(1)	4	3	2	6	(4)	–	–
$n_{чс}$, случаев	–	(1)	4	3	2	6	(6)	–	–
Находка									
$n_{пр}$, лет	–	–	–	(3)	10	10	7	7	3
$n_{тау}$, лет	–	–	–	(1)	6	10	7	7	3
$n_{чс}$, случаев	–	–	–	(1)	12	17	14	16	10

Примечание: в скобках приведены значения, полученные по неполным наблюдениям в заданном периоде лет; прочерк означает отсутствие наблюдений.

На посту Надым в 2005 г. зафиксирована наибольшая из всех постов максимальная продолжительность непрерывного стояния уровня ($\tau_{\text{пр}}$) ниже критической отметки (117 дней). Далее следуют посты Находка с максимальной за навигацию продолжительностью, равной 96 дней, Сидоровск (83 дня), Самбург (73 дня), Аксарка (64 дня), Салехард (53 дня), Тазовский (7 дней).

Рассмотрим многолетнюю изменчивость основных характеристик непрерывного стояния уровня ниже проектных значений по заданным периодам лет наблюдений. В табл. 8 даны значения числа лет с наличием любых случаев с $H < H_{\text{пр}}(n_{\text{пр}})$, числа лет с наличием $\tau_{\text{пр}} \geq 10$ суток ($n_{\text{тау}}$) и числа случаев с $\tau_{\text{пр}} \geq 10$ суток ($n_{\text{чс}}$). Дискретность выбранных периодов равна 10 годам за исключением первого и последнего периодов. Пост Тазовский в данную таблицу не включен ввиду крайне редкой повторяемости исследуемого явления.

Как видно из табл. 8, наибольшее число лет с наличием случаев с $H < H_{\text{пр}}$ любой продолжительности ($n_{\text{пр}}$) приходится на период 1981–1990 гг. (Салехард, Аксарка, Ныда, Надым, Сидоровск, Находка). Посты Ныда и Находка выделяются тем, что такая же высокая повторяемость случаев с $H < H_{\text{пр}}$ на первом отмечена еще в двух 10-летних периодах, на втором — еще в одном десятилетии. В Самбурге наибольшее число лет с наличием случаев различной продолжительности наблюдалось в период 1951–1960 гг.

Наибольшее число лет с наличием опасных случаев непрерывного стояния уровня ($n_{\text{тау}}$), т. е. от 10 суток и выше, приходится также на период 1981–1990 гг., при этом — для всех постов. По Ныде и Надыму максимум этой характеристики приурочен еще к двум 10-летиям (1971–1980 и 1991–2000 гг. соответственно).

Наконец, наибольшее число непосредственно случаев непрерывного стояния уровней ниже проектных отметок в течение 10 суток и выше ($n_{\text{чс}}$) для большинства постов также наблюдалось в период 1981–1990 гг. Исключение составляет пост Надым, для которого максимум этой характеристики отмечен в периоды 1981–1990 и 1991–2000 гг.

Из табл. 8 видно, что значительное число анализируемых характеристик для некоторых постов приходится на 2011–2013 гг. Их численность только за три последних года сравнима с численностью в течение некоторых предыдущих полных 10-летий.

Рассмотрим, какую долю составляет сумма дней за периоды опасной продолжительности ($\tau_{\text{сум}}$) по отношению к общей сумме дней (T) с уровнями ниже проектных значений за сезон открытого русла и к продолжительности этого сезона ($\tau_{\text{ор}}$). Рис. 3 дает наглядное представление об изменчивости указанных соотношений по годам, а в табл. 9 приведены их средние и экстремальные значения за многолетие.

Как видно из рис. 3 и табл. 9, по всем постам, кроме Ныды, отмечались годы, когда все дни стояния уровня ниже проектной отметки за период открытого русла полностью относились к критическим. Наиболее часто такое равенство общей суммы дней с уровнями ниже критических значений и суммы дней, приуроченных к периодам опасной продолжительности, наблюдалось в Надыме, Сидоровске, Самбурге. Самая высокая суммарная продолжительность опасного стояния уровня относительно продолжительности навигационного периода наблюдалась на постах Находка (88,6 %), Надым (79,9 %), Сидоровск (63,0 %), Самбург (62,7 %). Отметим, что в Надыме в период 1968–1975 гг. за всю навигацию не было случаев с уровнями ниже критических. Следует иметь в виду, что значительные пробелы на диаграммах для

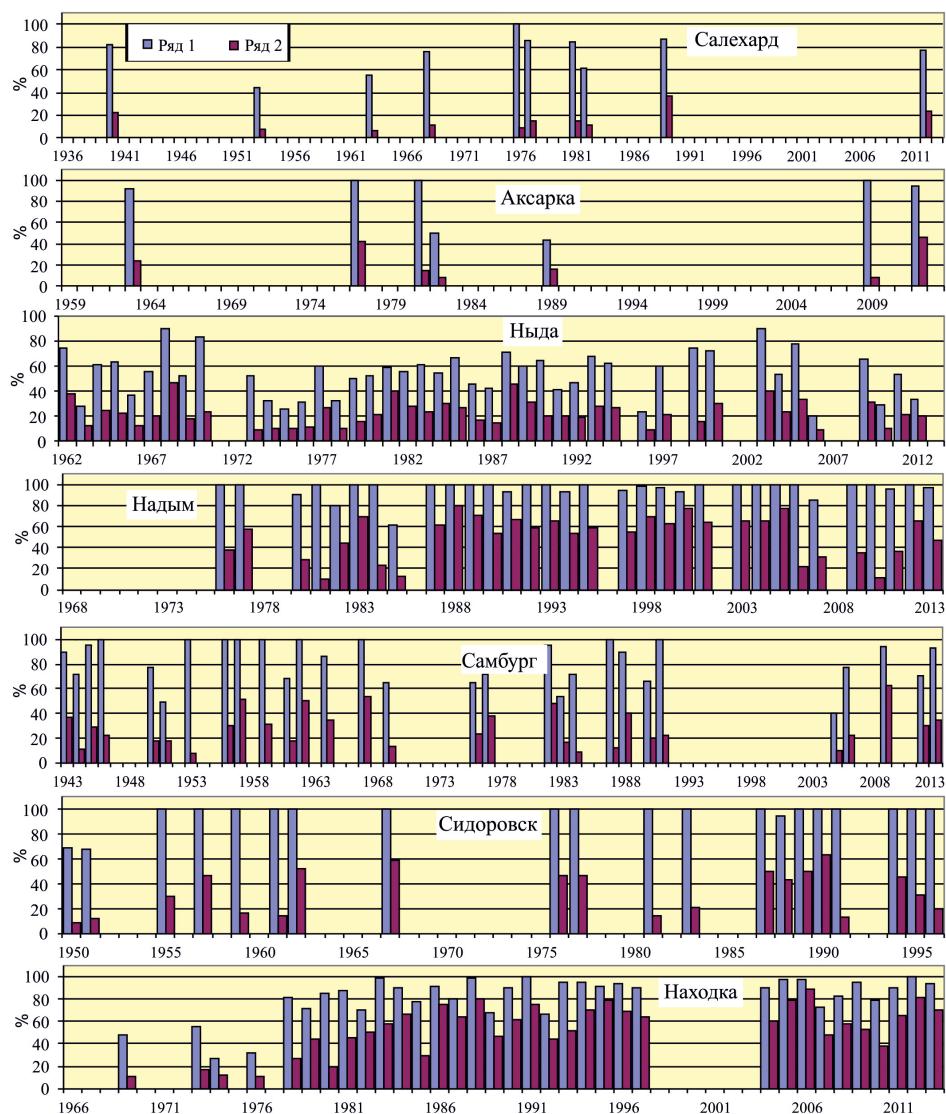


Рис. 3. Отношение (%) суммы дней с $\tau_{\text{ур}} \geq 10$ сут к общей сумме дней с уровнями ниже проектного за сезон (ряд 1) и к продолжительности открытого русла (ряд 2)

Fig. 3. The ratio (%) of the sum of days with a $\tau_{\text{ур}} \geq 10$ days to the total sum of days with levels below the project level for the season (row 1) and to the duration of the open riverbed (row 2)

постов Самбург (1992–1999, 2002–2003 гг.) и Находка (1988–2003 гг.) обусловлены отсутствием наблюдений, что отмечено ранее при описании изученности уровней. Там же приведены сведения об отдельных пропусках в наблюдениях по другим постам, что также необходимо принимать во внимание.

Сопоставим характеристики меженных уровней ниже проектных значений с расходами воды. Такая возможность имеется для устьевых участков рек Обь, Пур,

Таблица 9

Отношение суммы дней опасной продолжительности ($\tau_{\text{сум}}$) к общей за сезон сумме дней (T) с уровнями ниже $H_{\text{пр}}$ и к продолжительности навигационного периода ($\tau_{\text{оп}}$)

Table 9

The ratio of the sum of days of dangerous duration ($\tau_{\text{сум}}$) to the total amount of days (T) for the season with levels below the $H_{\text{пр}}$ and to the length of the navigation period ($\tau_{\text{оп}}$)

Пост	$\tau_{\text{сум}}/T, \%$			$\tau_{\text{сум}}/\tau_{\text{оп}}, \%$		
	Среднее	Макс.	Мин.	Среднее	Макс.	Мин.
Салехард	75,2	100	44,0	15,9	36,6	6,8
Аксарка	82,7	100	43,4	23,0	46,2	8,3
Ныда	54,2	89,4	20,8	22,7	46,5	9,1
Надым	96,1	100	60,7	51,0	79,9	9,6
Самбург	83,1	100	40,0	28,3	62,7	7,5
Сидоровск	96,6	100	68,0	34,2	63,0	8,4
Находка	80,6	100	26,7	53,3	88,6	10,5

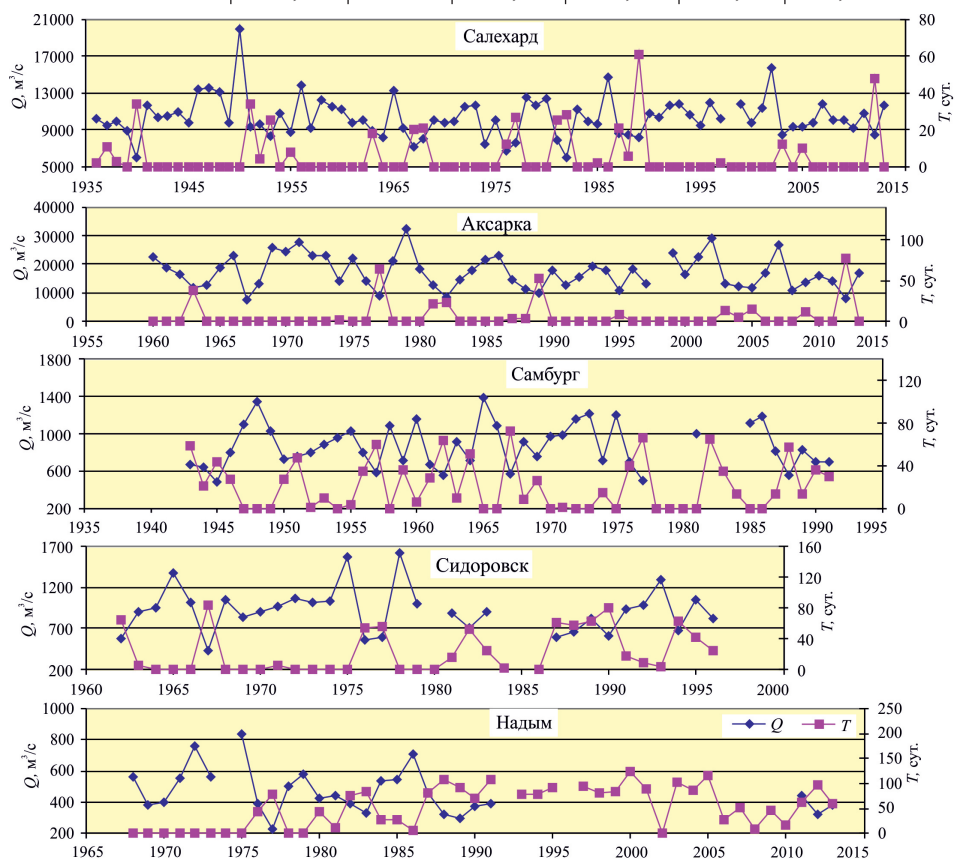


Рис. 4. Ход суммарной продолжительности (T) стояния уровней ниже проектных значений за сезон и расходов воды (Q)

Fig. 4. The course of the total duration (T) of standing levels below the design values for the season and water consumption (Q)

Таз, Надым, на замыкающих створах которых велись наблюдения за стоком. На рис. 4 представлены графики хода суммарной продолжительности (T) стояния уровней ниже проектных значений за сезон совместно с расходами воды (Q), осредненных за период с наиболее тесной связью суммарной продолжительности стояния уровня ниже $H_{пр}$ за сезон со среднемесячными расходами воды.

Предварительно анализировалась связь суммарной продолжительности стояния уровня ниже $H_{пр}$ за сезон со среднемесячными расходами воды за каждый месяц с июля по ноябрь, а также со средними значениями расходов за периоды июль–октябрь, август–октябрь, сентябрь–октябрь. Установлено, что для Салехарда наиболее тесная связь суммы дней (T) за сезон с расходами воды (Q) оказалась для среднемесячных значений стока за октябрь. Коэффициент корреляции (r) равен $-0,51$. Для Аксарки такая связь имеет наилучшую тесноту со средними расходами реки Оби за июль–октябрь ($r = -0,70$), для Сидоровска и Самбурга — со средними расходами за август–октябрь ($r = -0,76$ и $r = -0,85$ соответственно), для Надыма — со средними расходами за июль–октябрь ($r = -0,70$).

Как видно из рис. 4, по всем постам отмечается обратная связь суммы дней при уровнях ниже проектных значений со стоком воды, который является определяющим фактором формирования водного режима на постах, расположенных вблизи речной границы устьевых участков.

Можно отметить, что для Салехарда и Аксарки длительное уменьшение стока воды р. Оби в навигационный период ниже $9000\text{--}10000\text{ м}^3/\text{с}$ создает угрозу снижения уровня ниже проектных значений, в том числе опасной продолжительности. В разряд опасных явлений рискует попасть стояние уровня ниже проектных значений в Самбурге и Сидоровске при стоке воды ниже $800\text{ м}^3/\text{с}$, в Надыме — при стоке ниже $400\text{ м}^3/\text{с}$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Низкая межень является весьма негативным явлением для водопользователей, включая население, промышленность, энергетику, водный транспорт, сельское хозяйство, рыбоводство и рыболовство. В данной работе выполнена оценка важных для судоходства характеристик меженного уровня в период свободного ото льда русла на постах Салехард, Аксарка, Ныда, Надым, Самбург, Сидоровск, Тазовский, Находка, расположенных в зоне судоходства на водных объектах Обско-Тазовского региона. К таким характеристикам относятся уровни воды при их падении ниже проектных отметок, которые назначаются исходя из условий судоходства и водного режима по участкам судоходной трассы. Согласно руководящим документам при снижении уровня воды ниже проектных значений наиболее негативные последствия для судоходства с экономической точки зрения представляют случаи непрерывного его стояния от 10 суток и более. Такие случаи приравнены к опасным природным явлениям.

Исходными данными для анализа послужили среднесуточные уровни воды, опубликованные в изданиях Водного кадастра за период наблюдений по 2013 г. При этом все нарушения однородности уровней были полностью учтены при формировании рядов по каждому посту. Проектные (критические) уровни, относительно которых проводился анализ, взяты из навигационных карт. Для сопряженного анализа использовались также среднемесячные расходы воды на замыкающих створах рек Обь, Надым, Пур, Таз.

Методика обработки данных аналогична стандартной методике анализа повторяемости уровней по заданным интервалам их изменчивости, но вместо уровней выбираются периоды непрерывного стояния уровней ниже проектных значений за каждый сезон открытого русла, и анализируется их повторяемость по заданным интервалам продолжительности.

Установлено, что снижение уровней воды ниже проектных отметок в навигационный период отмечалось на всех постах. По всем показателям и соотношениям, которые характеризуют число лет со случаями непрерывного стояния уровней ниже проектных, наибольшее число лет со случаями опасной продолжительности за годы наблюдений характерно для постов Находка, Ныда, Надым, Сидоровск и Самбург.

Наибольшее число лет с наличием опасных случаев непрерывного стояния уровня от 10 суток и выше отмечено в период 1981–1990 гг. для всех постов кроме Тазовского, в котором при заданном значении критического уровня за все годы наблюдений ни разу не отмечено случаев с опасной продолжительностью.

По всем постам, где велись наблюдения за стоком воды, отмечается обратная связь суммы дней при уровнях ниже проектных значений со стоком воды, который является определяющим фактором формирования водного режима на постах, расположенных вблизи речной границы устьевых участков. На нижележащей акватории устьевого участка роль стока воды в формировании уровня режима ослабевает с одновременным возрастанием влияния колебаний уровня приемного водоема [6, 7], однако определить характеристики этого влияния не представляется возможным из-за отсутствия необходимых наблюдений.

Анализ данных выявил низкое качество рядов данных, преимущественно из-за перерывов в наблюдениях. Качество данных по уровням воды также понижено из-за недостаточной дискретности наблюдений, особенно в условиях резких сгонно-нагонных колебаний уровня, наиболее характерных для районов, прилегающих к морской границе устьевых участков [10]. Эта проблема может быть решена организацией ежечасных уровенных наблюдений на постах.

Приведенные в статье характеристики могут быть полезны в первую очередь для речного флота, осуществляющего грузоперевозки на внутренних водных путях Обско-Тазовского региона, при планировании путевых работ, ретроспективном анализе прямых и косвенных экономических потерь, вызванных продолжительным стоянием низких уровней летней межени. В информации о критических уровнях заинтересованы органы МЧС.

Следует подчеркнуть, что весь представленный анализ выполнен лишь для одного заданного значения уровня по каждому из постов. Разумеется, что в случае изменения значений критических уровней все расчеты и анализ по приведенной выше технологии должны быть повторены заново, уже относительно новых отметок. Подобный анализ может быть выполнен также по отношению к датам проявления данного явления.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Финансирование. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-60192.

Competing interests. The author has no competing interests.

Funding. The reported study was funded by RFBR, project number 18-05-60192.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Руководящий документ. Инструкция. Критерии опасных гидрометеорологических явлений и порядок подачи штормового сообщения. РД 52.04.563-2002. СПб., 2002. 27 с.
2. ГОСТ 23903-79: Пути водные внутренние и их навигационное оборудование. Термины и определения. М.: Изд-во стандартов, 1980. 12 с.
3. Федоров В.В. Гидрологический анализ и расчеты проектного уровня дноуглубления. М.; Л.: Изд-во Минречфлота, 1953. 136 с.
4. Иванов В.В. Основные принципы гидролого-морфологического районирования устьевых областей крупных рек // Труды ААНИИ. 1974. Т. 308. С. 4–13.
5. Михайлов В.Н., Горин С.Л. Новые определения, районирование и типизация устьевых областей рек и их частей — эстуариев // Водные ресурсы. 2012. Т. 39. № 3. С. 243–257.
6. Залогин Б.С.; Родионов Н.А. Устьевые области рек СССР. М.: Мысль, 1969. 312 с.
7. Михайлов В.Н., Алексеевский Н.И., Сидорчук А.Ю., Rogov M.M., Михайлова М.В. Гидролого-морфологические процессы в устьевых областях рек и их антропогенные изменения // Труды V Всесоюзного гидрологического съезда. Устья рек. Л.: Гидрометеиздат, 1990. Т. 9. С. 88–94.
8. Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 413 с.
9. Пискун А.А. Анализ продолжительности непрерывного стояния уровней воды ниже заданного значения на устьевых участках рек Обско-Тазовского региона // Современное состояние природной среды и экологический мониторинг Обско-Тазовского района: Сб. науч. тр. СПб.: Гидрометеиздат, 2004. С. 100–107.
10. Пискун А.А. О точности определения средних и экстремальных уровней воды при сокращении сроков наблюдений на постах Обской и Тазовской губ // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 4 (114). С. 23–36.

REFERENCES

1. *Rukovodiashchii dokument. Instruktsiia. Kriterii opasnykh gidrometeorologicheskikh iavlenii i poriadok podachi shtormovogo soobshcheniia.* Guidance document. Instruction manual. Criteria for dangerous hydrometeorological events and the procedure for submitting a storm message. RD 52.04.563-2002. St. Petersburg, 2002: 27 p. [In Russian].
2. *GOST 23903-79: Puti vodnye vnutrennie i ikh navigatsionnoe oborudovanie. Terminy i opredeleniia.* GOST 23903-79: Inland waterways and their navigational aids. Terms and definitions. State Committee of standards of the USSR. Moscow, 1980: 12 p. [In Russian].
3. *Fedorov V. V. Gidrologicheskii analiz i raschety proektnogo urovnia dnouglublennii.* Hydrological analysis and calculations of the design level of dredging. Moscow; Leningrad: Publishing house of Minrechflot, 1953: 136 p. [In Russian].
4. *Ivanov V. V. Basic principles of hydrological and morphological zoning of estuaries of large rivers. Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta.* Proc. of AARI. 1974, 308: 4–13. [In Russian].
5. *Mikhailov V.N., Gorin S.L. New definitions, zoning and typification of estuarine areas of rivers and their parts — estuaries. Vodnye resursy.* Water resources. 2012, 39 (3): 243–257. [In Russian].
6. *Zalogin B.S.; Rodionov N.A. Ust'evye oblasti rek SSSR.* Mouth areas of the rivers of the USSR. Moscow: Mysl', 1969: 312 p. [In Russian].
7. *Mikhailov V.N., Alekseevskii N.I., Sidorchuk A.Iu., Rogov M.M., Mikhailova M.V. Gidrologo-morfologicheskie protsessy v ust'evykh oblastiakh rek i ikh antropogennye izmeneniia. Trudy V Vsesoiuznogo gidrologicheskogo s"ezda. Ust'ia rek.* Hydrological and morphological processes in

the mouth areas of rivers and their anthropogenic changes. Proc. of the V All-Union Hydrological Congress. Mouths of rivers. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1990, 9: 88–94. [In Russian].

8. Mikhailov V.N. *Ust'ia rek Rossii i sopredel'nykh stran: proshloe, nastoiashchee i budushchee*. Mouths of rivers in Russia and neighboring countries: past, present and future. Moscow: GEOS, 1997: 413 p. [In Russian].

9. Piskun A.A. Analysis of the duration of continuous standing of water levels below the set value in the estuaries of rivers of the Ob-Taz region. *Sovremennoe sostoianie prirodnoi sredy i ekologicheskii monitoring Obsko-Tazovskogo raiona*. The current state of the natural environment and environmental monitoring of the Ob-Tazovsky district: Collection of scientific works. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 2004: 100–107. [In Russian].

10. Piskun A.A. About the accuracy of determining the average and extreme water levels at reduction of terms of observation on posts of the Ob and Taz estuaries. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 2017, 4 (114): 23–36. [In Russian].

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-482-500>

УДК 551.583.7



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

**ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О КЛИМАТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ
В РАЙОНЕ СТ. ВОСТОК (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АНТАРКТИДА)
ЗА ПОСЛЕДНИЕ 2000 ЛЕТ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ
СНЕЖНО-ФИРНОВОГО КЕРНА**

А.Н. ВЕРЕС^{1, 2}, А.А. ЕКАЙКИН^{1, 2}, В.Я. ЛИПЕНКОВ¹, А.В. ТУРКЕЕВ¹, Т.В. ХОДЖЕР³*

¹ — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

² — Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

³ — Лимнологический институт Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

*veres@aari.ru

Резюме

Климатическая изменчивость в Восточной Антарктиде за последние 2000 лет мало изучена. Бурение и исследование, включая измерение электропроводности и изотопного состава, снежно-фирновых кернов, необходимы для реконструкции климата прошлого. Представлены первые результаты детального исследования образцов снежно-фирновых кернов из скважины VK16 глубиной 70 м, пробуренной на станции Восток (Центральная Антарктида), которые охватывают эпоху позднего голоцена (последние 2000 лет). Обсуждаются методика построения хроностратиграфической шкалы и ее погрешность, результаты измерения изотопного состава и их интерпретация, профиль плотности снежно-фирновой толщи. Реконструированы климатические условия (температура воздуха и скорость снегонакопления) в окрестностях станции Восток. Полученные результаты сравниваются с опубликованными палеоклиматическими реконструкциями.

Ключевые слова: Антарктида, датировка, керны, летопись вулканических событий, палеоклимат, плотность фирна, поздний голоцен, скорость снегонакопления, стабильные изотопы воды, станция Восток, температура воздуха.

Для цитирования: Верес А.Н., Екайкин А.А., Липенков В.Я., Туркеев А.В., Ходжер Т.В. Первые данные о климатической изменчивости в районе ст. Восток (Центральная Антарктида) за последние 2000 лет по результатам изучения снежно-фирнового керна // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 4. С. 482–500. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-482-500>.

Поступила 28.08.2020

После переработки 16.10.2020

Принята 26.10.2020

FIRST DATA ON THE CLIMATE VARIABILITY IN THE VICINITY OF VOSTOK STATION (CENTRAL ANTARCTICA) OVER THE PAST 2,000 YEARS BASED ON THE STUDY OF A SNOW-FIRN CORE

ARINA N. VERES^{1, 2*}, ALEXEY A. EKAYKIN^{1, 2}, VLADIMIR YA. LIPENKOV¹,
ALEXEY V. TURKEEV¹, TAMARA V. KHODZER³

¹ — State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

² — St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg, Russia

³ — Limnological Institute of Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Irkutsk, Russia

*veres@aari.ru

Summary

Central Antarctica is characterized by a crucial lack of information on climate variability during the late Holocene. The study of firn cores obtained from the central part of the East Antarctic Ice Sheet is essential for the reconstruction of the paleoclimatic conditions at the continental and regional scales over the past 2,000 years (the Late Holocene). Based on glaciological and isotopic data from the shallow VK16 core drilled in the vicinity of Vostok Station over the periods of the 62th (2016–2017) and 63th (2017–2018) summer seasons of RAE, climatic characteristics have been reconstructed for the period 216 BC – 2010 AD. Studies of the VK16 core were carried out in two stages: firn density and electrical conductivity measurement (ECM), as well as sampling, was performed in the glaciological laboratory of the 5G drilling complex (Vostok Station) soon after the firn recovery, while the isotopic composition of the core samples was measured by a Picarro L-2120i laser analyzer in the Climate and Environmental Research Laboratory of AARI. In the ECM profile of the core, we discovered 14 absolute age markers (layers containing the products of known volcanic eruptions). These markers have allowed us to develop a robust chronostratigraphic scale for this core. We have shown that the main feature of the Late Holocene climate in this part of Antarctica is that the near-surface air temperature remained essentially constant throughout the whole time period under consideration. At the same time, the snow accumulation rate varied significantly around a mean value of $1.83 \text{ g cm}^{-2} \text{ year}^{-1}$, while the last 200 years were characterized by the highest snow accumulation rate, equal to $2.08 \text{ g cm}^{-2} \text{ year}^{-1}$. In this paper, we describe methods for studying firn cores, which can be useful for further research, and present first preliminary data on the climate variability in the vicinity of Vostok Station during the late Holocene.

Keywords: Antarctica, air temperature, firn dating, firn density, firn cores, inventory of volcanic events, Late Holocene, paleoclimate, snow accumulation rate, stable water isotopes, Vostok Station.

For Citation: Veres A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Turkeev A.V., Khodzer T.V. First data on the climate variability in the vicinity of Vostok Station (central Antarctica) over the past 2,000 years based on the study of a snow-firn core. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (4): 482–500. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-482-500>.

Received 28.08.2020

Revised 16.10.2020

Accepted 26.10.2020

ВВЕДЕНИЕ

Поздний голоцен (последние 2000 лет) — период относительно стабильного климата нашей планеты, который является фоном для современных антропогенных климатических изменений, начавшихся в середине XIX в. При этом охватывающие этот период данные распределены крайне неравномерно по континентам, а центральная область Восточной Антарктиды до сих пор остается огромным «белым пятном», поскольку она характеризуется чрезвычайно малым количеством информации. Это,

в свою очередь, сказывается на качестве палеоклиматических реконструкций для этого материка как в континентальном, так и в региональном масштабах. Таким образом, бурение скважин и изучение снежно-фирновых и ледяных кернов — основного источника палеоклиматической информации на полярных ледниках — являются одной из актуальных задач палеогляциологии Антарктиды. Координация международных усилий в области изучения фирновых и ледяных кернов и реконструкции климатических условий позднего голоцена в Антарктике осуществляется в рамках проектов CLIVASH2k [1] и IPICS2k [2], которые являются частью большого кластера проектов PAGES2k [3].

Реконструкция температурной истории Антарктиды в позднем голоцене детально описана в работах [4, 5]. В последней из них использовались результаты исследований только в 10 пунктах для построения сводного изотопного ряда для территории центральной части Восточной Антарктиды. Из них всего 5 рядов охватывают весь период позднего голоцена.

Данные по скорости снегонакопления в позднем голоцене практически отсутствуют [6]. Большая часть (порядка 20) рядов скорости аккумуляции снега охватывает лишь последние 200 лет, еще 3 ряда покрывают 500 лет, а рядов, охватывающих последнее тысячелетие, до сих пор не было получено. Для станции Восток пока имеется лишь один сводный ряд по скорости снегонакопления с середины XVII в. до наших дней [7]. Ледяной керн, содержащий в себе информацию об изменении климатических условий на протяжении последних 420 тыс. лет. [8], имеет слишком низкое временное разрешение, которое не позволяет изучать климатическую изменчивость в масштабе сотен лет.

Для устранения этого пробела в палеоклиматических данных в центральной части Восточной Антарктиды нами была разработана программа “Vos2k”, которая заключается в бурении не менее трех мелких скважин глубиной до 70 м в окрестностях станции Восток, а также в последующем изучении полученных снежно-фирновых кернов. Глубина 70 м в этом районе соответствует возрасту фирна не менее 2000 лет [9]. Необходимость параллельного бурения трех скважин обоснована тем, что данные по одному керну не являются надежным фундаментом для реконструкции климатической изменчивости в Центральной Антарктиде по причине очень малого (порядка 0,1) отношения климатического сигнала к стратиграфическому шуму [7, 10]. Более того, бурение параллельных скважин позволит в будущем лучше изучить зависимость отношения сигнала к шуму от периода изучаемых климатических колебаний во временном масштабе от 10 лет до нескольких сотен лет.

Программа “Vos2k”, которая является российским вкладом в международный проект CLIVASH2k, включает в себя несколько этапов: 1) бурение мелких скважин; 2) предварительное полевое изучение и обработка кернов; 3) измерения изотопного и химического составов образцов в Лаборатории изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС ААНИИ) и Лимнологическом институте СО РАН (г. Иркутск, Россия); 4) датирование снежно-фирновой толщи, изучение локальной изотопно-температурной зависимости и отношения сигнала к шуму в рядах изотопного состава и реконструкция прошлых изменений климата за последние 2000 лет.

На сегодняшний день в окрестностях станции Восток пробурены три мелкие скважины: VK16, VK18 и VK19. Поскольку на данный момент завершены исследования лишь первого из трех полученных кернов (VK16), представленные ниже

результаты следует считать предварительными. Цель нашего исследования — отработать методику палеоклиматической интерпретации результатов изучения фирновых кернов и получить первые сведения о климатической изменчивости в районе станции Восток за последние 2000 лет.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ

Бурение мелкой скважины в окрестностях станции Восток

Скважина VK16 была забурена 24 декабря 2016 г. в ходе сезонных работ гляцио-бурового отряда 62-й РАЭ. Она расположена в чистом секторе в 2 км к западу от станции Восток (рис. 1).

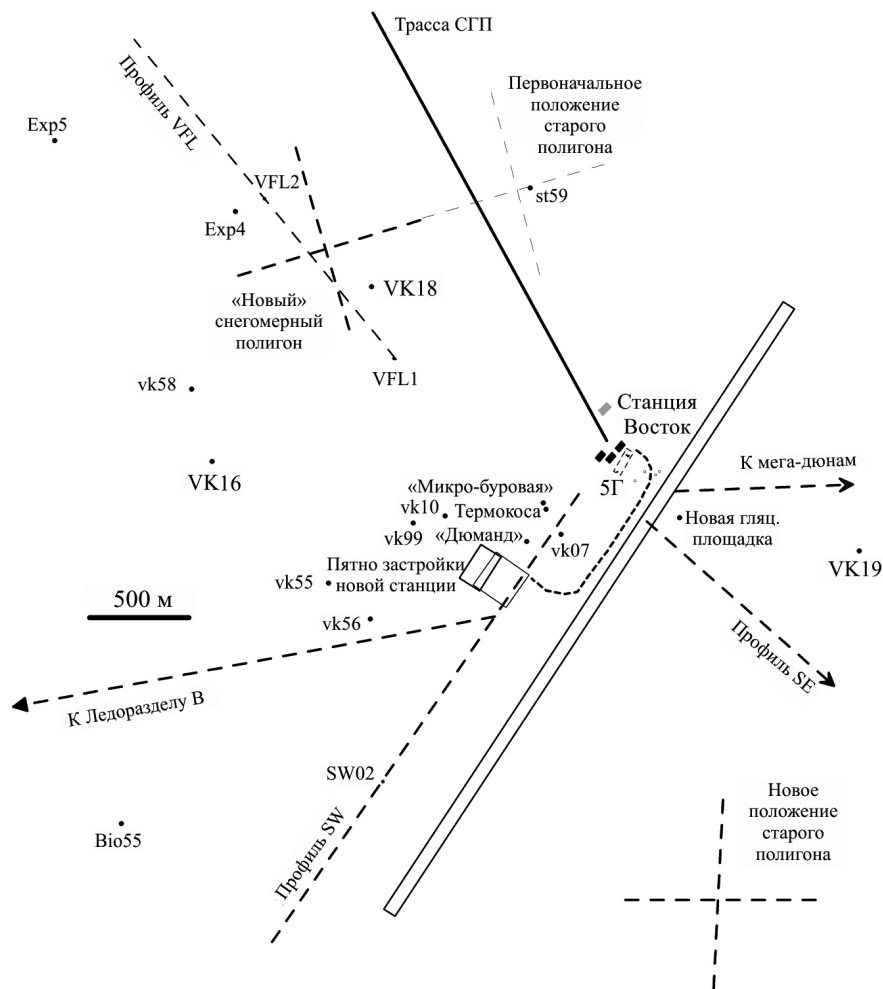


Рис. 1. Схема окрестностей станции Восток, показывающая положение основных гляциологических объектов, включая скважины VK16, VK18 и VK19

Fig. 1. A schematic map of Vostok station's vicinity showing the main glaciological objects including boreholes VK16, VK18 and VK19

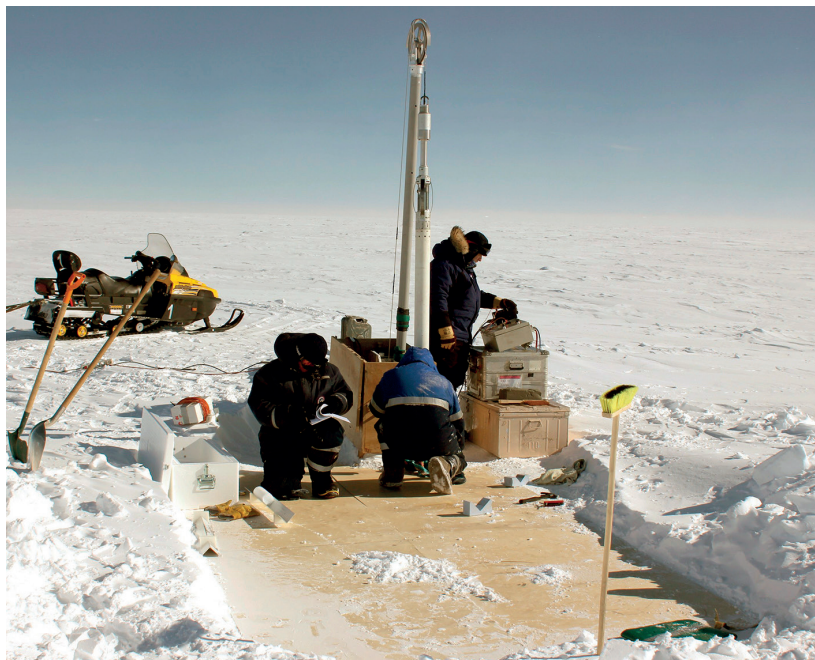


Рис. 2. Бурение скважины VK16

Fig. 2. Shallow VK16 hole drilling

Для бурения скважины в снегу и фирне использовалась легкая походная электромеханическая буровая установка «бур Пурше», характеристики которой оптимальны для проведения работ в полевых условиях Центральной Антарктиды: малый вес, быстрая сборка, легкая эксплуатация, питание от бензинового или дизельного генератора (220 В) (рис. 2).

Бурение было закончено 15 января 2018 г. в сезонный период 63-й РАЭ. Всего был выполнен 161 рейс, добыто 212 кернов, глубина скважины составила 70,2 м. Керна первых 10 м снежной толщи частично разрушились в процессе бурения из-за малой прочности ледяной породы. По этой причине в интервале глубин 0–6,5 м было утеряно 58 см керна, что составило около 9 % от общей длины этого интервала. Глубже 6,5 м выход керна составил 100 %.

Обработка снежно-фирновых кернов в гляциологической лаборатории бурового комплекса 5Г

Первоначальная обработка фирновых кернов в полевых условиях включает: 1) измерение длины керна и его привязку по глубине; 2) измерение плотности; 3) отбор проб на изотопный анализ; 4) непрерывное по всей длине керна измерение электропроводности ледяной породы (ECM — Electrical Conductivity Measurements).

Плотность определяется путем точного измерения длины, диаметра и веса каждого куска керна. Сумма ошибок измерения этих трех величин образует ошибку определения плотности. Для кернов из верхней части снежной толщи (0–5 м) ошибка плотности максимальна и может составлять до $0,05 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ (при характерных значениях длины, диаметра и массы куска керна $20 \pm 1 \text{ см}$, $5 \pm 0,5 \text{ см}$ и $200 \pm 5 \text{ г}$ соответственно). С глубиной ошибка быстро убывает и для кернов, поднятых из интервала

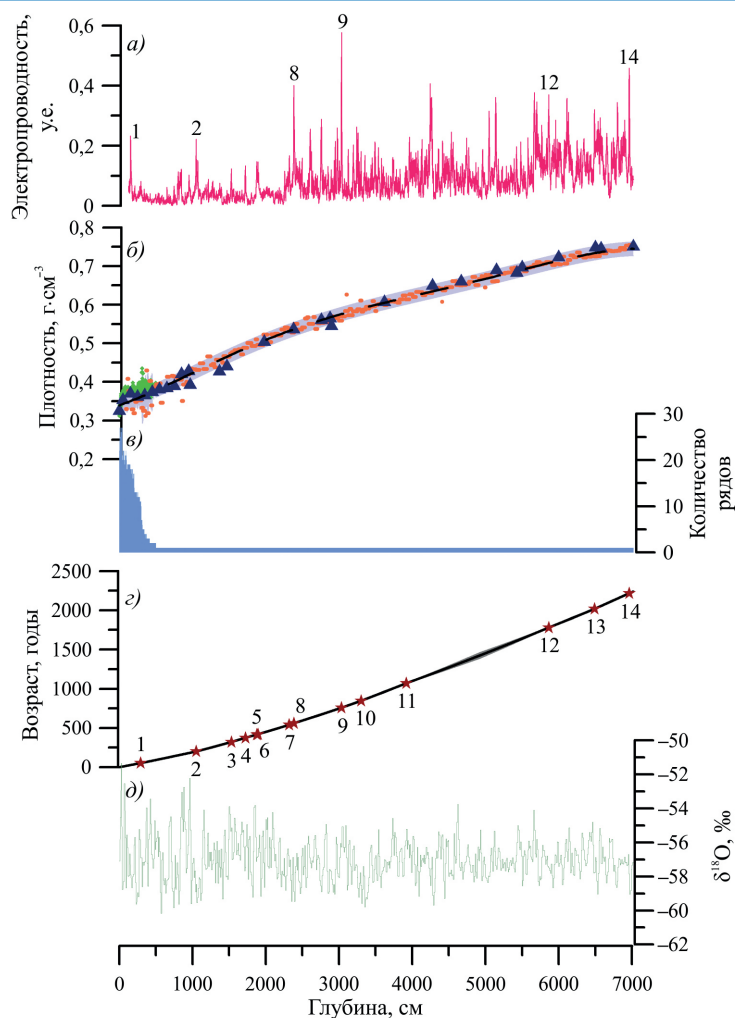


Рис. 3. Изменение основных характеристик керна VK16 по глубине:

а — электропроводность (ЕСМ). Подписаны некоторые из идентифицированных вулканических пиков (табл. 1); б — сводный профиль плотности. Синие треугольники — плотность по данным скважин 3Г и 4Г [12]; оранжевые точки — плотность по скважине VK16; зеленые точки — плотность по шурфам [11]; серая заливка — доверительный интервал ($\pm 2\text{SEM}$); в — количество рядов, которые использованы для построения сводного профиля плотности; г — распределение возраста снежно-фирновых отложений по глубине. Звездочками показаны вулканические пики, которые были использованы для уточнения хроностратиграфической шкалы (см. табл. 1). Серой заливкой вокруг кривой показана ошибка датировки; д — профиль изотопного состава керна (концентрация кислорода 18)

Fig. 3. Variation of the main characteristics of the VK16 core as a function of depth:

а — electrical conductivity profile (ECM). Some of the identified markers of absolute age are labeled (table 1); б — density stack profile. The blue triangles are density data from the boreholes 3G and 4G [12]; orange points are density data from VK16; green points depict density data from the snow pits [11]; grey shading is the confidence interval ($\pm 2\text{SEM}$); в — number of records which are used to build the stacked density profile; г — depth-age function. The red stars show the absolute age markers used for the improvement of the chronostratigraphic scale (table 1). The grey shading shows the uncertainty of age; д — isotopic profile (concentration of oxygen 18)

глубин 60–70 м, находится в пределах $\pm 0,013 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ (при значениях длины, диаметра и массы $40 \pm 0,5 \text{ см}$, $7,5 \pm 0,1 \text{ см}$ и $1300 \pm 5 \text{ г}$ соответственно).

Результаты измерений плотности кернов VK16 до глубины 70,2 м представлены на рис. 3б.

Для построения сводного профиля плотности на рис. 3б, помимо данных скважины VK16, были использованы опубликованные данные по плотности снега в шурфах глубиной до 5 м, вскрытых в окрестностях станции Восток в период с 1980 по 2018 г. [11], а также данные по кернам глубоких скважин 3Г и 4Г [12].

В интервале глубин 0–89 см мы использовали только осредненные данные шурфов, поскольку 19 см керна в этом интервале утеряно, а уцелевшие керны могут иметь систематический сдвиг в сторону более высоких значений плотности. Количество шурфов, для которых имеются данные по плотности снега в интервале 0–89 см, варьирует от 18 до 27 (см. рис. 3в).

В интервале глубин 90–500 см для построения сводного профиля плотности использованы данные по шурфам и керну VK16. Количество использованных шурфов в этом интервале плавно снижается с глубиной от 18 в верхней части интервала до 1 глубже отметки 416 см.

С глубины 501 см профиль плотности строился исключительно по керну скважины VK16. Опубликованные данные плотности кернов 3Г и 4Г имеют слишком низкое разрешение по глубине, поэтому мы их не привлекали для построения сводного профиля плотности, но использовали для оценки погрешности измерений.

В целом измерения по шурфам, кернам VK16 и глубоким скважинам хорошо согласуются между собой в пределах ошибки измерения. Общая для всех данных аппроксимирующая функция наиболее точно описывается полиномом пятой степени:

$$\rho = -1,4 \cdot 10^{-19} H^5 + 2,49 \cdot 10^{-15} H^4 - 1,52 \cdot 10^{-11} H^3 + 3,13 \cdot 10^{-8} H^2 + 6,52 \cdot 10^{-15} H + 0,34,$$

где ρ — плотность в $\text{г}\cdot\text{см}^{-3}$, а H — глубина в см.

Плотность плавно увеличивается с глубиной от $0,34 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ в приповерхностном слое снега до $0,75 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ на глубине 70 м. Вертикальный градиент плотности с глубиной постепенно уменьшается. На глубине около 22 м при плотности $0,54 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ прослеживается перегиб, который соответствует переходу от снега к фирну.

Погрешность средних значений (SEM — Standard Error of Mean) плотности была оценена по формуле:

$$\text{SEM} = \text{STD}/n^{1/2},$$

где STD — среднее квадратическое отклонение значений плотности на данной глубине по измерениям в разных шурфах и кернах, а n — объем выборки (количество шурфов и кернов, по которым имеются значения плотности на данной глубине).

Глубже 500 см $\text{SEM} = \text{STD}$ (поскольку доступны данные лишь по одному керну VK16), которое было определено путем сопоставления плотности керна VK16 и кернов 3Г и 4Г [12] на 23 отметках глубины, для которых имеются данные по глубоким кернам (см. рис. 3б).

Разброс значений плотности на данной глубине в разных точках обусловлен погрешностью измерения плотности (см. выше), а также естественной пространственной изменчивостью этого параметра в снежно-фирновой толще.

Верхние 3 м снежной толщи характеризуются большим естественным разбросом значений плотности, который характеризуется STD в пределах $0,02\text{--}0,06 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$. За счет большого количества данных, доступных для этого интервала, значение SEM

невелико и составляет порядка $0,01 \text{ г·см}^{-3}$. В интервале 3–5 м по мере постепенного уплотнения снежной толщи разброс значений плавно уменьшается до $0,01\text{--}0,02 \text{ г·см}^{-3}$. При этом количество данных о плотности также убывает, благодаря чему величина SEM остается почти неизменной. Наконец, для интервала глубже 5 м изменчивость значений плотности оценивается нами величиной порядка $0,009 \text{ г·см}^{-3}$. Интересно, что это значение ниже определенной нами погрешности определения плотности керна VK16 ($0,013 \text{ г·см}^{-3}$) — это говорит о том, что реальная погрешность измерения плотности существенно меньше наших оценок.

Измерение электропроводности керна (ЕСМ) проводится для обнаружения пиков, соответствующих слоям, которые содержат продукты вулканических извержений. Эта информация служит основой надежного датирования кернов. Измерение ЕСМ проводится по зачищенной поверхности керна с помощью пары электродов, расположенных на небольшом (порядка 1 см) расстоянии друг от друга. Электроды, на которые подано постоянное напряжение 1000 В, движутся вдоль керна со скоростью порядка 1,4 см/с. На выходе замеряется сила тока, которая пропорциональна электропроводности керна. На основе полученных данных строится график распределения уровня сигнала ЕСМ по глубине (рис. 3а), и выявляются пики, которые можно идентифицировать как вулканические, основываясь на опубликованных летописях вулканических извержений [13–16].

Уровень электропроводности керна постепенно растет с глубиной, что связано с ростом его плотности (см. рис. 3а, б). Одновременно растет и разброс значений относительно среднего.

Таблица 1

**Список вулканических пиков, обнаруженных в записи ЕСМ
по кернам мелкой скважины VK16**

Table 1

**List of volcanic events recorded in the ECM profile of the VK16 cores
over the last two millennia**

№	Глубина, см	Датировка, годы СЕ	Снегонакопление между данным маркером и следующим, $\text{г·см}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$	Атрибуция	Источник
1	293	1964	2,09	Агунг (1964)	[13, 14]
2	1050	1816	1,795	Тамбора (1816)	[13, 14]
3	1530	1696	1,7	Серуа (1696)	[13, 14]
4	1722	1642	1,9	Паркер + Десеппин (1642); Паркер (1641)	[14, 15]
5	1878	1601	1,78	Хуайнапутина (1601)	[13–15]
6	1895	1596	1,85	Невадо-дель-Руис (1595)	[15]
7	2321	1477	1,7	Вейдивотн (1477)	[15]
8	2383	1457	1,822	Куваэ (1453)	[13, 14]
9	3036	1258	1,758	Самалас (1258)	[14–16]
10	3301	1170	1,66	Неизвестный (1170)?	[13]
11	3918	946	1,817	Чанбайшань (946)?	[15]
12	5866	236	1,875	Таупо (236)	[15]
13	6490	–2	1,75	Неизвестный (–2)?	[13]
14	6963	–200	1,82	Неизвестный (–200)?	[13]

На записи ЕСМ (рис. 3а) отчетливо выделяются 27 пиков предположительно вулканического происхождения. Из них 14 были с той или иной степенью уверенности идентифицированы по литературным источникам как вулканические пики [13–16]. Список вулканических пиков представлен в табл. 1, в которой собрана краткая информация о каждом извержении.

Предложенную нами интерпретацию обнаруженных пиков ЕСМ (и, соответственно, датировку керна) следует считать предварительной. Окончательная атрибуция пиков будет осуществлена после завершения химических анализов керна, которые позволят определить концентрацию иона SO_4^{2-} , являющегося надежным маркером вулканического извержения. Также будет продолжено бурение других мелких скважин, по кернам которых будут выявляться вулканические события и проводиться кросс-датировка всех скважин.

Датирование снежно-фирновых кернов

Предварительная датировка снежно-фирновой толщи выполняется на основе экспериментального профиля плотности и имеющихся представлений о скорости снегонакопления в данном районе, а затем корректируется с учетом маркеров абсолютного возраста (вулканических пиков, см. табл. 1).

Датирование начинается с построения функции накопленной массы снега в зависимости от глубины по данным о плотности снежно-фирновой толщи. Затем предварительная шкала возраста строится из предположения о постоянной скорости снегонакопления ($a = 2,1 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ [17]), при этом возраст на данной глубине равен отношению накопленной массы к a .

Полученный предварительный возраст снежно-фирновой толщи сравнивается с абсолютным возрастом на горизонтах, содержащих продукты извержений вулканов, возраст которых хорошо известен. Скорость накопления снега между известными вулканическими событиями корректируется таким образом, чтобы расчетный возраст снежно-фирновой толщи совпал с абсолютным возрастом, определенным по вулканическим событиям. Датировка керна (функция «глубина–возраст») представлена на рис. 3г.

Для надежной интерпретации временных рядов изотопного состава и других характеристик керна необходимо иметь представление о погрешности построенной нами хроностратиграфической шкалы.

Чтобы оценить эту погрешность, мы приняли допущение о том, что ошибка датирования линейно возрастает при удалении от ближайшего маркера абсолютного возраста. Для слоя, содержащего продукты извержений известного вулкана, ошибка минимальна и принята равной 3 года (эта величина связана с неопределенностью даты выпадения продуктов извержения в Антарктиде и, в некоторых случаях, с неопределенностью самой даты извержения). Максимальной же ошибка будет в слое снега, расположенном посередине между двумя соседними маркерами возраста. Зависимость ошибки датирования от расстояния до ближайшего маркера определялась по разработанному нами алгоритму, суть которого поясним на конкретном примере.

Допустим, у нас имеются три последовательно расположенных маркера абсолютного возраста, например: слой вулкана Агунг на глубине 293 см (возраст 53 года), слой Тамборы на глубине 1050 см (201 год) и слой вулкана Серуа на глубине 1530 см (321 год). Представим, что пик вулкана Тамбора отсутствует в записи.

В этом случае снег на глубине 1050 см будет датирован 1806-м годом, то есть ошибка датировки составит 10 лет. Расстояние от слоя Тамборы до ближайшего маркера (которым в данном случае является слой вулкана Серуа) по шкале времени составляет 120 лет. Иными словами, в данном случае расстоянию до маркера, равному 120 лет, соответствует ошибка датировки, равная 10 годам. Аналогичным образом мы последовательно «выключаем» один за другим все вулканические пики, фиксируя наблюдаемую ошибку датировки и расстояние до ближайшего маркера. Затем такая же операция повторяется для сценария, когда последовательно выключаются пары соседних пиков, затем тройки пиков и т. д. В результате мы получаем поле точек на диаграмме зависимости ошибки датирования от расстояния до маркера (рис. 4).

На рис. 4 хорошо видно, что в интервале значений расстояния до ближайшего маркера, равных от 0 до 200 лет, наблюдается ярко выраженный рост значений ошибки датировки. В качестве математического описания этой зависимости мы решили выбрать не уравнение линейной регрессии, а огибающую линию, располагающуюся выше всех точек диаграммы. В этом случае мы гарантированно получаем максимально возможную ошибку датирования.

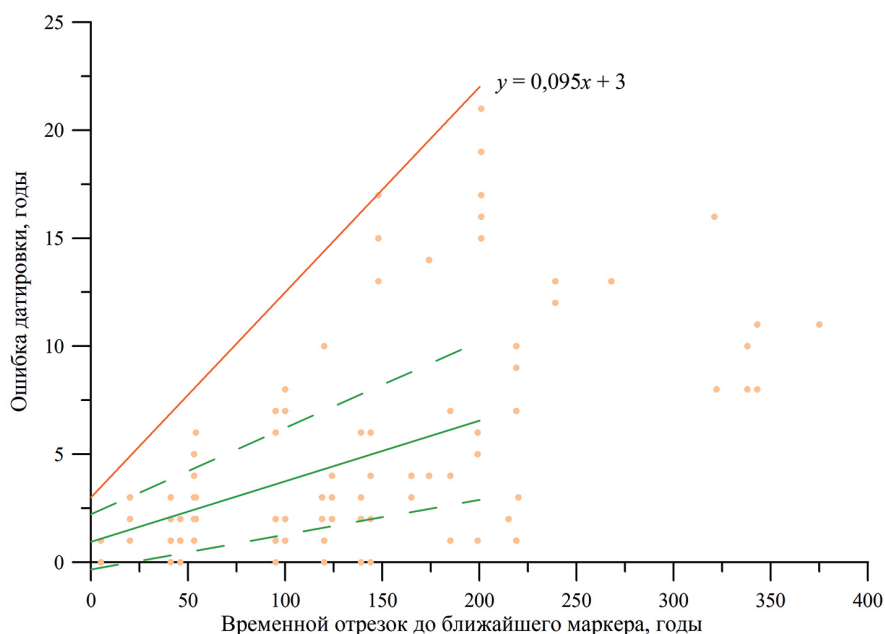


Рис. 4. Зависимость ошибки датирования от расстояния до ближайшего маркера абсолютного возраста для керна VK16.

Точки — отдельные значения ошибки. Зеленая линия — линейная аппроксимация для значений расстояния до ближайшего маркера, равных 0–200 лет. Пунктирные линии ограничивают доверительный интервал линии регрессии ($\pm 2\sigma$). Оранжевая линия — зависимость ошибки от расстояния до ближайшего маркера, принятая для дальнейших расчетов в настоящей работе

Fig. 4. Error of dating as a function of the distance to the nearest absolute age marker in VK16 core.

The points are the individual error values. The solid green line is a linear approximation for the 0–200 years range of the distances to the nearest age marker. The dashed green lines show the confidence interval for the regression line ($\pm 2\sigma$). The orange line is the error of dating vs distance to the closest age marker function assumed in this work for further calculations

Указанная зависимость представлена линейным уравнением:

$$y = 0,095x + 3.$$

Таким образом, ошибка датировки увеличивается примерно на 1 год при удалении от ближайшего маркера возраста на 10 лет, а для самих маркеров она равна 3 годам.

С помощью этой функции мы посчитали ошибку датирования для керна VK16 (см. рис. 3г, серая заливка). Для большей части керна ошибка не превышает 10–12 лет, а максимальное ее значение составляет 37 лет в 591 году на глубине 49,27 м. Большое значение ошибки на этой глубине связано с тем, что в интервале глубин 39,18–58,66 м отсутствуют надежно идентифицированные вулканические пики.

Изотопный состав снежно-фирновой толщи

Для отбора проб на изотопный анализ с боковой поверхности керна срезалась пластина толщиной 1 см. Пробоотбор осуществлялся непрерывно с разрешением 10 см (длина одной пробы по оси керна). Всего было отобрано 698 образцов, которые в замороженном виде были доставлены в ЛИКОС ААНИИ.

Измерения изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) образцов фирна VK16 проводились на двух лазерных анализаторах — Picarro L2120-i и Picarro L2140-i — по разработанной нами методике [18]. Через каждые 5 проб измерялся рабочий стандарт VOS, изготовленный из поверхностного снега, который был отобран в окрестностях станции Восток и откалиброван относительно стандартов МАГАТЭ — VSMOW2, GISP и SLAP. Для контроля качества измерения часть образцов (10 % от общего количества) измерялась повторно. В общей сложности было измерено 697 проб керна VK16 (один образец утерян во время размораживания). Воспроизводимость результатов составила 0,05 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 0,33 ‰ для δD . Вертикальный профиль изотопного состава снежно-фирновой толщи по керну VK16 представлен на рис. 3д. Затем этот вертикальный профиль был преобразован во временной ряд изотопного состава на основе разработанной нами хроностратиграфической шкалы керна VK16.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные нами результаты позволяют провести первую предварительную реконструкцию климатических условий (температуры воздуха и скорости снегонакопления) в районе станции Восток за последние 2000 лет. Окончательная реконструкция климата позднего голоцена будет выполнена после завершения исследований всех трех кернов — VK16, VK18, VK19.

Палеоклиматические реконструкции по данным снежно-фирновых и ледяных кернов основываются на представлении о том, что физические и геохимические характеристики льда отражают условия его формирования в прошлом. Известно, что изотопный состав твердых атмосферных осадков (относительная концентрация тяжелых изотопов водорода и кислорода) зависит от температуры конденсации влаги в атмосфере [19]. Использование этой зависимости для реконструкции приземной температуры воздуха в пункте бурения основывается на ряде допущений, а именно:

- 1) амплитуда климатических изменений в районе конденсации (в Центральной Антарктиде) была существенно больше по сравнению с климатическими изменениями в источнике влаги (в умеренных и тропических областях Южного полушария);
- 2) атмосферная циркуляция (траектории воздушных масс и интенсивность поступления влаги в Центральную Антарктиду) не претерпела фундаментальных изменений;

3) температура конденсации влаги менялась в тесной связи с приземной температурой воздуха;

4) тип осадкообразования и сезонный ход осадков также существенно не изменились;

5) интенсивность постдепозиционных процессов оставалась постоянной.

В тех случаях, когда речь идет об изучении глобальных климатических изменений, например тех, которые происходят в рамках столетней климатической циклы, эти условия, по-видимому, не выполняются, поэтому интерпретация изотопных рядов в масштабах десятков тысяч лет представляет серьезные затруднения. Вместе с тем указанные допущения с большой долей вероятности приемлемы при реконструкции климатических условий позднего голоцена (современной эпохи), и, следовательно, в нашем случае можно предположить, что соотношение между изотопным составом отложенного снега и приземной температурой воздуха оставалось одинаковым на протяжении последних 2000 лет. Это предположение позволяет нам использовать данные о температуре, полученные на метеорологической площадке станции Восток, для расчета изотопно-температурного калибровочного коэффициента, который затем будет использоваться для реконструкции температуры воздуха за последние 2000 лет по данным изотопного состава снежно-фирновых кернов.

На рис. 5 показана связь между изотопным составом керна VK16 и средней годовой приземной температурой воздуха на станции Восток.

Для средних годовых значений в период 1958–2015 гг. коэффициент корреляции между изотопным составом и температурой составляет $0,16 \pm 0,14$ (статистически незначим). Причиной такого результата может быть низкое отношение сигнала к шуму

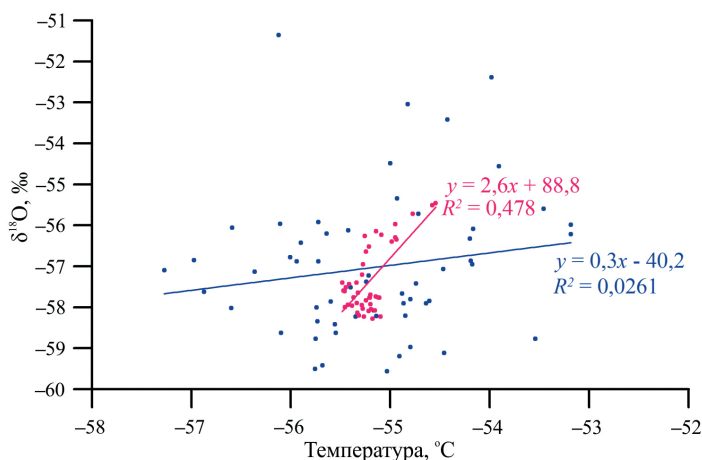


Рис. 5. Поле корреляции между изотопным составом снега по керну VK16 и приземной температурой воздуха на станции Восток.

Синие точки — поле корреляции между среднегодовыми значениями температуры воздуха и изотопного состава в период 1958–2015 гг. ($n = 58$). Розовые точки — скользящие средние за 15 лет на основе тех же данных ($n = 44$)

Fig. 5. Correlation field between the isotopic composition of the snow samples from VK16 and the surface air temperature at Vostok meteorological station.

The blue points are the annual mean air temperature data versus isotopic composition in 1958–2015 ($n = 58$). The pink points are the same data after 15-year running mean smoothing ($n = 44$)

в рядах изотопного состава. Для подавления шума мы сгладили оба ряда скользящим средним с периодом осреднения 15 лет. В этом случае коэффициент корреляции составляет $0,69 \pm 0,11$ (значим). Отметим, что абсолютный размах колебаний приземной температуры воздуха в период 1958–2015 гг. составлял 4°C , а после сглаживания уменьшился до 1°C . Можно сделать вывод, что корреляция между изотопным составом и температурой объясняется исключительно трендом на потепление, который установился с 1992 г. и который сопровождается параллельным увеличением концентрации тяжелых изотопов в снегу (рис. 6а, 7).

Коэффициент регрессии для сглаженных рядов изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$) и приземной температуры воздуха составляет $2,6\text{‰}/^\circ\text{C}$ и существенно превышает значение этого коэффициента, который предсказывается изотопной теорией и наблюдается в других регионах Антарктиды [20]. Это указывает на то, что либо амплитуда изменений температуры конденсации существенно больше амплитуды приземной температуры воздуха, что весьма маловероятно, либо на изотопный состав снега оказывают влияние другие факторы, помимо температуры конденсации. В работе [7] показано, что изотопный состав отложенного снега может быть теснее связан не со средней годовой, а с летней температурой, которая определяет интенсивность

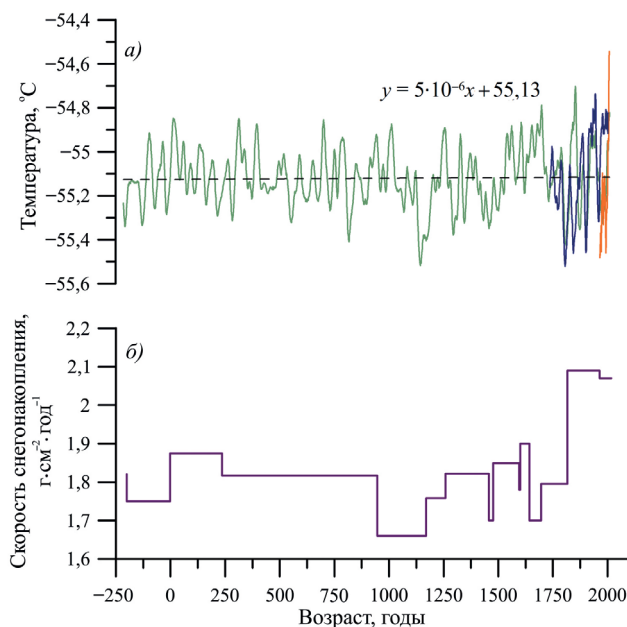


Рис. 6. Реконструированные климатические ряды по кернам VK16:

а — средние 15-летние значения приземной температуры воздуха в районе станции Восток: зеленая кривая — по данным кернов VK16, синяя кривая — по данным VRS13 [7], оранжевая кривая — инструментальные наблюдения на станции Восток; б — средняя скорость снегонакопления в интервалах времени между соседними маркерами абсолютного возраста (см. рис. 3г и табл. 1)

Fig. 6. Reconstructed climatic series from VK16 data:

а — 15-year running means of the surface temperature data in the vicinity of Vostok station; the green curve is the data derived from the VK16 core; the blue curve is the VRS13 data [7], the orange curve is the instrumental data from Vostok station; б — mean snow accumulation rate values over the time intervals between adjacent absolute age markers (fig. 3g, table 1)

постдепозиционных процессов, изменяющих первоначальный изотопный состав осадков и формирующих изотопный состав снежной толщи.

Обнаруженная связь между изотопным составом снежно-фирновой толщи и температурой воздуха позволяет нам использовать ее для реконструкции палеоклиматических условий за последние 2000 лет.

Изотопно-температурная калибровочная функция для рядов, представленных на рис. 5, выражается следующим уравнением:

$$\text{Температура} = 0,18 \cdot \delta^{18}\text{O} - 44,85.$$

С помощью этой функции мы реконструировали изменчивость приземной температуры воздуха за период с 216 г. до н. э. по 2010 г. н. э. в районе станции Восток по данным временного ряда изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$) образцов фирна керна VK16 (см. рис. 6а).

Также на рис. 6а показан наиболее длинный из доступных на сегодняшний день сводных рядов температуры для станции Восток за последние 290 лет (ряд VRS13 [7]) и ряд инструментальных наблюдений на метеорологической площадке.

Полученные температурные ряды имеют значительное сходство. Так, ряды по VK16 и VRS13 относительно неплохо совпадают как по амплитуде температуры, так и по характеру временной изменчивости, с учетом наличия шума в данных VK16. Эти ряды воспроизводят минимумы 1806, 1900, 1960 гг. н. э. и максимумы 1830, 1890, 1915–1945 гг. н. э. (см. рис. 7). Данные с метеоплощадки и температура по VK16 показывают общий тренд на повышение с 1992 г. (см. рис. 7). Это указывает на то, что сглаженные изотопные данные, полученные даже по одному керну, могут быть использованы для реконструкции вековых климатических изменений в данном районе.

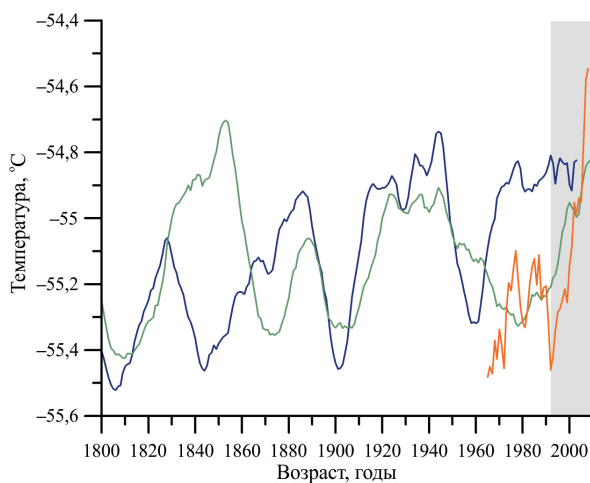


Рис. 7. Реконструированные ряды приземной температуры воздуха с XIX в.

Все линии — 15-летние скользящие средние приземной температуры воздуха в районе станции Восток: зеленая кривая — по данным кернов VK16, синяя кривая — по данным VRS13 [7], оранжевая кривая — инструментальные наблюдения на станции Восток. Серая заливка — температурный тренд с 1992 г.

Fig. 7. Reconstructed surface air temperature series since the early XIX century.

All the lines are the 15-year running means of the surface temperature data in the vicinity of Vostok station: the green curve represents data derived from the VK16 core, the blue curve is the VRS13 data [7], the orange curve represents instrumental data from Vostok station. The grey shading highlights the temperature trend since 1992

На протяжении всего 2000-летнего периода не наблюдается статистически значимых трендов температуры (см. рис. 6а). Если же взять последнее тысячелетие, то имеется тенденция к незначительному похолоданию. Этот результат противоречит выводам работы [5] о положительном тренде температуры в Антарктике за указанный период времени.

Впрочем, как было указано ранее, восточно-антарктическое плато является огромным белым пятном с точки зрения климатических данных за последние 2000 лет, поэтому сводные ряды, представленные в работе [5] имеют систематический сдвиг в сторону тех регионов, для которых эти данные были получены (Западная Антарктида и Земля Королевы Мод).

На следующих этапах работы нам предстоит изучить отношение сигнала к шуму в температурных рядах, а также сравнить полученные данные по VK16 с новыми температурными рядами VK18 и VK19.

Годовые значения скорости снегонакопления мы не смогли получить из-за невозможности идентификации годовых слоев в керне, но рассчитали среднюю скорость снегонакопления между известными вулканическими пиками, которые представлены в табл. 1. Результаты расчетов показаны на рис. 6б.

При реконструкции скорости снегонакопления по данным кернов следует учитывать две поправки: на адвекцию льда и на утончение годовых слоев.

Скорость движения льда в районе станции Восток составляет порядка 2 м/год, т. е. за 2000 лет ледник проходит около 4 км. На таком расстоянии скорость накопления снега меняется незначительно, поэтому поправкой на адвекцию льда можно пренебречь.

В верхней части ледника утончение слоя, связанное не с уплотнением снега, а с динамикой ледника, приблизительно равно отношению глубины слоя к мощности ледника в ледяном эквиваленте. Для скважины глубиной 70 м, что составляет порядка 44 м в ледяном эквиваленте, и мощности ледника около 3650 м утончение составляет порядка 1 %, которым также можно пренебречь.

По рис. 6б видно, что скорость снегонакопления менялась довольно существенно за последние 2000 лет. В целом за этот период времени скорость накопления снега постепенно росла, и последние 200 лет, возможно, являются эпохой наибольшей аккумуляции, среднее значение которой за период 1816–2016 гг. достигает $2,08 \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$. Этот вывод согласуется с результатами работ [6, 17].

Изучение прошлой изменчивости климата в районе станции Восток за последние 2000 лет будет продолжено на следующих этапах работы после завершения лабораторных анализов образцов кернов VK18 и VK19.

ВЫВОДЫ И ДАЛЬНЕЙШИЕ ПЛАНЫ

С целью реконструкции климатических условий в Центральной Антарктиде в период позднего голоцена (последние 2000 лет) нами были проведены непрерывные измерения изотопного состава (δD , $\delta^{18}O$) снежно-фирнового керна из скважины VK16, пробуренной на станции Восток до глубины 70,2 м. Измерения проводились с разрешением 10 см, общее количество образцов составило 697.

По результатам измерения плотности керна VK16 и опубликованным данным по шурфам и глубоким скважинам 3Г и 4Г построен сводный профиль плотности снежно-фирновой толщи до глубины 70,2 м.

В ходе анализа непрерывной записи электропроводности керна было выявлено 27 пиков, 14 из которых с большой долей вероятности соответствуют слоям фирна,

содержащим продукты известных вулканических извержений. Сводный профиль плотности керна и данные по глубине залегания осадков надежно датированных вулканических событий были использованы для построения хроностратиграфической шкалы снежно-фирновой толщи, отложенной в этом районе за последние 2250 лет.

Результаты проведенных анализов позволили нам провести реконструкцию климатических условий позднего голоцена в окрестностях станции Восток. Выяснено, что приземная температура воздуха на протяжении последних 2250 лет оставалась относительно стабильной и колебалась в пределах от $-54,7^{\circ}\text{C}$ до $-55,5^{\circ}\text{C}$. Характер наблюдаемой изменчивости (последовательность минимумов и максимумов) подтверждается ранее опубликованными результатами реконструкции температуры для последних 290 лет [7].

Реконструкция средней скорости снегонакопления выполнялась для интервалов времени между маркерами абсолютного возраста (см. табл. 1). Скорость снегонакопления в первом тысячелетии незначительно колебалась вокруг значения $1,8 \text{ г}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$, тогда как во втором тысячелетии начался слабый восходящий тренд, который привел к росту средней скорости аккумуляции снега до $1,83 \text{ г}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$. Наибольшая скорость снегонакопления наблюдалась в последние 200 лет, когда среднее значение достигло $2,08 \text{ г}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{год}^{-1}$. Этот вывод согласуется с результатами работ [6, 17].

В целом можно прийти к заключению, что использованные методики измерения и интерпретации данных позволяют получать надежную информацию о климатической изменчивости в прошлом и могут быть использованы при изучении кернов других мелких скважин, пробуренных в окрестностях станции Восток. Дальнейшие работы, направленные на реконструкцию изменений климата Центральной Антарктиды за последние 2000 лет, будут заключаться в следующем:

- расширение района исследований на область Ледораздела В и продолжение бурения скважины RB20 с отметки 20,5 м (бурение скважины RB20 в районе Купола В было начато в сезонный период 65-й ПАЭ);
- полевые и лабораторные анализы образцов из скважин VK18, VK19 и вновь полученных снежно-фирновых кернов скважины RB20;
- уточнение хроностратиграфической шкалы, выполнение кросс-датировки всех скважин, построение сводных рядов изотопного состава и скорости снегонакопления за последние 2000 лет;
- изучение отношения сигнала к шуму по кернам всех скважин как функции от периода осреднения, уточнение методики извлечения климатического сигнала из рядов, сильно искаженных стратиграфическим шумом;
- исследование переходной функции «изотопный состав — температура воздуха» с учетом постдепозиционных изменений изотопного состава твердых атмосферных осадков в снежной толще;
- интерпретация данных по изотопному составу снега и реконструкция температуры воздуха в окрестностях станции Восток, а также условий в источнике влаги в позднем голоцене.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Финансирование. Работа выполнялась в рамках проекта 5.2 НИТР Росгидромета «Комплексные океанологические, климатические, гляциологические и геофизические исследования Антарктиды и Южного океана».

Благодарности. Авторы благодарят Российскую антарктическую экспедицию и ее начальника А.В. Клепикова за поддержку и логистическое обеспечение полевых

работ в районе станции Восток, а также сотрудников зимовочного состава 62-й РАЭ станции Восток Виталия Заровчатского и Максима Зюкова за помощь в проведении буровых работ на скважине VK16.

Competing interests. There are no competing interests.

Funding. This work is performed as part of the project 5.2 RTR of Roshydromet “Comprehensive oceanological, climatological, glaciological and geophysical studies of Antarctica and the Southern Ocean”.

Acknowledgements. The authors are grateful to the administration of the Russian Antarctic Expedition (RAE) and its chief Klepikov A. V. for the logistical support of the glaciological program at Vostok Station, as well as to the participants of the 62th winter season for their assistance in the drilling work at the VK16 borehole, in particular V. Zarovchatsky and M. Zyukov.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Проект CLIVASH2k. URL: <http://pastglobalchanges.org/ini/wg/2k-network/projects/clivash> (дата обращения 01.08.2020)
2. Проект IPICS. URL: <http://pastglobalchanges.org/science/end-aff/ipics/intro> (дата обращения 01.08.2020)
3. Проект PAGES2k. URL: <http://pastglobalchanges.org/science/wg/2k-network/intro> (дата обращения 01.08.2020)
4. Ahmed M., Anchukaitis K. J., Asrat A. et al. Continental-scale temperature variability during the past two millennia // *Nature geoscience*. 2013. V. 6. № 5. P. 339–346.
5. Stenni B., Curran M.A.J., Abram N.J., Orsi A., Goursaud S., Masson-Delmotte V., Neukom R., Goosse H., Divine D., van Ommen T., Steig E.J., Dixon D.A., Thomas E.R., Bertler N.A.N., Isaksson E., Ekaykin A., Werner M., Frezzotti M. Antarctic climate variability on regional and continental scales over the last 2000 years // *Climate of the Past*. 2017. V. 13. P. 1609–1634.
6. Thomas E.R., van Wessel J.M., Roberts J., Isaksson E., Schlosser E., Fudge T.J., Vallelonga P., Medley B., Lenaerts J., Bertler N., van den Broeke M.R., Dixon D.A., Frezzotti M., Stenni B., Curran M., Ekaykin A.A. Regional Antarctic snow accumulation over the past 1000 years // *Climate of the Past*. 2017. V. 13. P. 1491–1513.
7. Ekaykin A.A., Kozachek A.V., Lipenkov V.Ya., Shibaev Yu.A. Multiple climate shifts in the Southern Hemisphere over the past three centuries based on central Antarctic snow pits and core studies // *Annals of Glaciology*. 2014. V. 55. № 66. P. 259–266.
8. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davisk M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Ya., Lorius C., Pe'pin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature*. 1999. V. 399. № 6735. P. 429–436.
9. Veres D., Bazin L., Landais A., Toyé Mahamadou Kele H., Lemieux-Dudon B., Parrenin F., Martinerie P., Blayo E., Blunier T., Capron E., Chappellaz J., Rasmussen S.O., Severi M., Svensson A., Vinther B., Wolff E.W. The Antarctic ice core chronology (AICC2012): an optimized multi-parameter and multi-site dating approach for the last 120 thousand years // *Climate of the Past*. 2013. V. 9. P. 1733–1748.
10. Münch T., Kipfstuhl S., Freitag J., Meyer H., Laepple T. Regional climate signal vs. local noise: a two-dimensional view of water isotopes in Antarctic firn at Kohnen Station, Dronning Maud Land // *Climate of the Past*. 2016. V. 12. P. 1565–1581.
11. Екайкин А.А., Тебенькова Н.А., Липенков В.Я., Чихачев К.Б., Верес А.Н., Рухтер А. Недо-оценка скорости снегонакопления в центральной части Антарктиды (станция Восток) по данным речечных наблюдений // *Метеорология и гидрология*. 2020. № 2. С. 114–125.

12. Lipenkov V.Ya., Salamatin A.N., Duval P. Bubbly-ice densification in ice sheets: II. Applications // *Journal of Glaciology*. 1997. V. 43. № 145. P. 397–407.
13. Castellano E., Becagli S., Hansson M., Hutterli M., Petit J.R., Rampino M.R., Severi M., Steffensen J.P., Traversi R., Udisti R. Holocene volcanic history as recorded in the sulfate stratigraphy of the European Project for Ice Coring in Antarctica Dome C (EDC96) ice core // *Journal of Geophysical Research*. 2005. V. 110. P. D06114. doi: 10.1029/2004JD005259.
14. Osipov E.Y., Khodzher T.V., Golobokova L.P., Onischuk N.A., Lipenkov V.Ya., Ekaykin A.A., Shibaev Yu.A., Osipova O.P. High-resolution 900 year volcanic and climatic record from the Vostok area, East Antarctica // *The Cryosphere*. 2014. V. 8. P. 843–851.
15. Toohey M., Sigl M. Volcanic stratospheric sulphur injections and aerosol optical depth from 500 BCE to 1900 CE // *Earth System Science Data*. 2017. V. 9. P. 809–831.
16. Sigl M., Winstrup M., McConnell J.R., Welten K.C., Plunkett G., Ludlow F., Büntgen U., Caffee M., Chellman N., Dahl-Jensen D., Fischer H., Kipfstuhl S., Kostick C., Maselli O.J., Mekhaldi F., Mulvaney R., Muscheler R., Pasteris D.R., Pilcher J.R., Salzer M., Schüpbach S., Steffensen J.P., Vinther B.M., Woodruff T.E. Timing and climate forcing of volcanic eruptions for the past 2,500 years // *Nature*. 2015. V. 523. P. 543–549.
17. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Kuzmina I.N., Petit J.R., Masson-Delmotte V., Johnsen S.J. The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok station, East Antarctica, over the past 200 years // *Annals of Glaciology*. 2004. V. 39. P. 569–575.
18. Екайкин А.А. Стабильные изотопы воды в гляциологии и палеогеографии / Ред. В.Я. Липенков. СПб.: ААНИИ, 2016. 64 с.
19. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. 1964. V. 16. № 4. P. 436–468.
20. Stenni B., Scarchilli C., Masson-Delmotte V., Schlosser E., Ciardini V., Dreossi G., Grigioni P., Bonazza M., Cagnati A., Karlicek D., Risi C., Udisti R., Valt M. Three-year monitoring of stable isotopes of precipitation at Concordia Station, East Antarctica // *The Cryosphere*. 2016. V. 10. P. 2415–2428.

REFERENCES

1. Project CLIVASH2k. Available at: <http://pastglobalchanges.org/ini/wg/2k-network/projects/clivash> (accessed 01.08.2020).
2. Project IPICS. Available at: <http://pastglobalchanges.org/science/end-aff/ipics/intro> (accessed 01.08.2020).
3. Project PAGES2k. Available at: <http://pastglobalchanges.org/science/wg/2k-network/intro> (accessed 01.08.2020).
4. Ahmed M., Anchukaitis K. J., Asrat A. et al. Continental-scale temperature variability during the past two millennia. *Nature geoscience*. 2013, 6 (5): 339–346.
5. Stenni B., Curran M.A.J., Abram N.J., Orsi A., Goursaud S., Masson-Delmotte V., Neukom R., Goosse H., Divine D., van Ommen T., Steig E.J., Dixon D.A., Thomas E.R., Bertler N.A.N., Isaksson E., Ekaykin A., Werner M., Frezzotti M. Antarctic climate variability on regional and continental scales over the last 2000 years. *Climate of the Past*. 2017, 13: 1609–1634.
6. Thomas E.R., van Wessem J.M., Roberts J., Isaksson E., Schlosser E., Fudge T.J., Vallelonga P., Medley B., Lenaerts J., Bertler N., van den Broeke M.R., Dixon D.A., Frezzotti M., Stenni B., Curran M., Ekaykin A.A. Regional Antarctic snow accumulation over the past 1000 years. *Climate of the Past*. 2017, 13: 1491–1513.
7. Ekaykin A.A., Kozachek A.V., Lipenkov V.Ya., Shibaev Yu.A. Multiple climate shifts in the Southern Hemisphere over the past three centuries based on central Antarctic snow pits and core studies. *Annals of Glaciology*. 2014, 55 (66): 259–266.

8. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davisk M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Ya., Lorius C., Pe'pin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*. 1999, 399 (6735): 429–436.
9. Veres D., Bazin L., Landais A., Toyé Mahamadou Kele H., Lemieux-Dudon B., Parrenin F., Martinerie P., Blayo E., Blunier T., Capron E., Chappellaz J., Rasmussen S.O., Severi M., Svensson A., Vinther B., Wolff E.W. The Antarctic ice core chronology (AICC2012): an optimized multi-parameter and multi-site dating approach for the last 120 thousand years. *Climate of the Past*. 2013, 9: 1733–1748.
10. Münch T., Kipfstuhl S., Freitag J., Meyer H., Laepple T. Regional climate signal vs. local noise: a two-dimensional view of water isotopes in Antarctic firn at Kohnen Station, Dronning Maud Land. *Climate of the Past*. 2016, 12: 1565–1581.
11. Ekaykin A.A., Teben'kova N.A., Lipenkov V.Ya., Tchikhachev K.B., Veres A.N., Richter A. Underestimation of snow accumulation rate in Central Antarctica (Vostok Station) derived from stake measurements. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2020, 2: 114–125. [In Russian].
12. Lipenkov V.Ya., Salamatin A.N., Duval P. Bubbly-ice densification in ice sheets: II. Applications. *Journal of Glaciology*. 1997, 43 (145): 397–407.
13. Castellano E., Becagli S., Hansson M., Hutterli M., Petit J.R., Rampino M.R., Severi M., Steffensen J.P., Traversi R., Udisti R. Holocene volcanic history as recorded in the sulfate stratigraphy of the European Project for Ice Coring in Antarctica Dome C (EDC96) ice core. *Journal of Geophysical Research*. 2005, 110: D06114. doi: 10.1029/2004JD005259.
14. Osipov E.Y., Khodzher T.V., Golobokova L.P., Onischuk N.A., Lipenkov V.Ya., Ekaykin A.A., Shibaev Yu.A., Osipova O.P. High-resolution 900 year volcanic and climatic record from the Vostok area, East Antarctica. *The Cryosphere*. 2014, 8: 843–851.
15. Toohey M., Sigl M. Volcanic stratospheric sulphur injections and aerosol optical depth from 500 BCE to 1900 CE. *Earth System Science Data*. 2017, 9: 809–831.
16. Sigl M., Winstrup M., McConnell J.R., Welten K.C., Plunkett G., Ludlow F., Büntgen U., Caffee M., Chellman N., Dahl-Jensen D., Fischer H., Kipfstuhl S., Kostick C., Maselli O.J., Mekhaldi F., Mulvaney R., Muscheler R., Pasteris D.R., Pilcher J.R., Salzer M., Schüpbach S., Steffensen J.P., Vinther B.M., Woodruff T.E. Timing and climate forcing of volcanic eruptions for the past 2,500 years. *Nature*. 2015, 523 (7562): 543–549.
17. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Kuzmina I.N., Petit J.R., Masson-Delmotte V., Johnsen S.J. The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok station, East Antarctica, over the past 200 years. *Annals of Glaciology*. 2004, 39: 569–575.
18. Ekaykin A.A. *Stabil'nye izotopy vody v gliatsiologii i paleogeografii*. Stable isotopes of water in glaciology and palaeogeography. St. Petersburg: Arctic and Antarctic Research Institute, 2016: 64 p. [In Russian].
19. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 1964, 16 (4): 436–468.
20. Stenni B., Scarchilli C., Masson-Delmotte V., Schlosser E., Ciardini V., Dreossi G., Grigioni P., Bonazza M., Cagnati A., Karlicek D., Risi C., Udisti R., Valt M. Three-year monitoring of stable isotopes of precipitation at Concordia Station, East Antarctica. *The Cryosphere*. 2016, 10: 2415–2428.

ЛЕДОТЕХНИКА

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-501-514>

УДК 551.32; 629.5



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

ИЗГИБ ЛЕДЯНОГО ПОЛЯ ПОД ДЕЙСТВИЕМ МОМЕНТА

К.Е. САЗОНОВ^{*1, 2, 3}, А.А. СИМАКИНА³, О.Я. ТИМОФЕЕВ^{2, 3}¹ — Крыловский государственный научный центр, Санкт-Петербург, Россия² — Санкт-Петербургский государственный морской технический университет, Санкт-Петербург, Россия³ — Санкт-Петербургский политехнический университет Петра Великого, Санкт-Петербург, Россия

*kirsaz@rambler.ru

Резюме

В работе дано приближенное решение ранее не рассматривавшейся задачи об изгибе полубесконечной ледяной пластины под действием сосредоточенного и распределенного моментов. В работе показано, что нагрузка от момента на ледяное поле возникает при действии на него значительных по величине горизонтальных сил, область приложения которых не захватывает всю толщину ледяного покрова. Необходимость учета такого рода горизонтальных сил возникла в последнее время в связи с рассмотрением целого ряда прикладных задач морской ледотехники. При взаимодействии со льдом вертикального или мало наклоненного борта судна наблюдается разрушение льда в непосредственной близости от борта, которое вызвано действием горизонтальных усилий. В работе приводится приближенное решение поставленной задачи. Результаты расчетов показали, что действие сосредоточенного момента не может вызвать разрушение ледяного покрова у борта. В то же время распределенный по некоторому участку кромки льда момент может приводить к появлению таких разрушений. В работе получены теоретические зависимости, позволяющие приближенно описывать этот процесс.

Ключевые слова: горизонтальная нагрузка, изгиб, ледяное поле, момент, разрушение, распределенная нагрузка.

Для цитирования: Сазонов К.Е., Симакина А.А., Тимофеев О.Я. Изгиб ледяного поля под действием момента // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 4. С. 501–514. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-501-514>.

Поступила 15.06.2020

После переработки 26.08.2020

Принята 03.09.2020

ICE FIELD BENDING DUE TO MOMENT ACTION

KIRILL E. SAZONOV^{*1, 2, 3}, ALEXANDRA A. SIMAKINA³, OLEG YA. TIMOFEEV^{2, 3}¹ — Krylov State Research Centre, St. Petersburg, Russia² — St. Petersburg State Marine Technical University, St. Petersburg, Russia³ — Peter the Great St. Petersburg Polytechnic University, St. Petersburg, Russia

Summary

The paper presents an approximate solution to the previously unsolved problem of a semi-infinite ice plate bending under the action of concentrated and distributed moments. It is shown that the load from the moment on the ice field occurs when the latter is affected by significant horizontal forces, whose area of application does not encompass the entire thickness of the ice cover. The need to consider this type of horizontal forces has recently arisen in connection with the consideration of a number of applied problems of marine ice engineering. The interaction of ice with vertical shipboards or those inclined at small angles causes ice failure in the immediate vicinity of the boards under the action of horizontal forces. The paper gives an approximate solution to the problem. The results of calculations show that the concentrated moment is not able to break the ice cover near ship sides. At the same time, the moment distributed over some part of the ice edge may induce such failure. The paper obtains theoretical relations to describe this process approximately.

Keywords: bending, distributed load, fracture, ice field, horizontal load, moment.

For Citation: Sazonov K.E., Simakina A.A., Timofeev O.Ya. Ice field bending due to moment action. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (4): 501–514. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-501-514>.

Received 15.06.2020

Revised 26.08.2020

Accepted 03.09.2020

ВВЕДЕНИЕ

Различными вопросами, связанными с изучением изгиба ледяного покрова, специалисты стали заниматься практически одновременно с появлением ледотехники как нового направления в развитии технических наук. Первая работа в этом направлении была выполнена в 1929 г. С.А. Бернштейном [1] и касалась применения теории Герца [2] об изгибе пластин, лежащих на упругом основании, к анализу работы железнодорожных ледяных переправ. В конце 1930-х гг. изгиб полубесконечной балки, лежащей на упругом основании, был рассмотрен в работах Ю.А. Шиманского [3] и А.И. Маслова [4]. Дальнейшее развитие теория получила в работах С.С. Голушкевича [5] и Г.С. Шапиро [6] и др. Аналогичной тематикой занимались и зарубежные ученые [7, 8]. Приближенные выражения для определения усилий, разрушающих ледяной покров, были опубликованы в работах Д.Е. Хейсина [9] и В.И. Каштеляна [10]. Эти выражения вплоть до настоящего времени широко применяются в работах по морской ледотехнике [11, 12]. Дальнейшее развитие статической теории сфокусировалось на решении конкретных задач, возникающих при взаимодействии различных инженерных объектов с ледяным покровом (см., например, работу [13]).

Отличительной чертой почти всех указанных выше работ является отказ от рассмотрения сил, действующих в плоскости ледяного покрова. В работах [9, 14] указывается, что влияние таких сил на изгиб ледяного покрова мал и его можно не учитывать. Необходимо отметить, что этот вывод получен для горизонтальных сил, равномерно распределенных по толщине ледяного покрова.

Логика развития морской ледотехники в настоящее время привела к необходимости рассмотрения целого ряда прикладных задач, в которых очевидно нельзя не учитывать наличие существенных по величине горизонтальных усилий, возникающих при взаимодействии инженерных объектов со льдом. К таким задачам можно отнести, например, изучение управляемости судов [15]. Но наиболее остро проблема необходимости учета влияния горизонтальных сил проявляется при взаи-

модействии со льдом близкой к вертикальной или вертикальной стенки. Это задачи воздействия ледовых сжатий на цилиндрическую вставку судна [16], оценка возможности выхода судна из собственного канала [17], особенности взаимодействия со льдом района перехода носового заострения в цилиндрическую вставку при движении судов в сплошных льдах [18, 19]. Во всех этих задачах на ледяной покров действуют значительные по величине горизонтальные усилия, причем особенностью этих усилий является то, что они приложены не ко всей толщине ледяного покрова. Такое приложение горизонтальных усилий дает возможность говорить о нагрузке ледяного покрова моментом.

Анализ публикаций по изгибу ледяного поля, часть из которых указана выше, показал, что задача о нагружении кромки поля моментом выпала из рассмотрения исследователей. Это обстоятельство стало причиной рассмотрения соответствующей статической задачи, приближенное решение которой приводится ниже. В предлагаемом решении авторы во многом ориентировались на подход, развитый Д.Е. Хейсиным в работе [9].

СВЯЗЬ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ УСИЛИЙ С МОМЕНТОМ

подавляющее большинство инженерных объектов, взаимодействующих с ледяным покровом, имеет наклонные поверхности. Эти наклонные поверхности контактируют с верхней или нижней кромкой ледяного поля в зависимости от их угла наклона. При контакте происходит смятие кромки и образование поверхности смятия S , на которой действуют контактные давления p . В соответствии с часто применяемым в морской ледотехнике критерием разрушения Галилея эти давления принимают равными пределу прочности льда на смятие σ_c . Поэтому нормальное к поверхности смятия усилие N , действующее на лед, задается следующим выражением:

$$N = \sigma_c S. \quad (1)$$

Для дальнейших рассуждений введем систему декартовых координат. Начало координат совпадает с поверхностью льда в точке приложения сосредоточенной нагрузки. Ось OX направлена влево, ось OY — в глубь ледяного поля, ось OZ — вертикально вниз. Введем правило знаков. Прогибы считаются положительными при совпадении с положительным направлением оси OZ . Углы поворота сечений положительны при повороте по часовой стрелке. Моменты считаются положительными, если они выгибают ледяное поле выпуклостью вверх.

Проекции усилия N на вертикальную и горизонтальную оси координат дают значения вертикальной силы F , вызывающей изгиб ледяного поля, и горизонтальной T , сжимающей его.

$$F = N \sin \theta, \quad T = N \cos \theta, \quad (2)$$

где θ — угол наклона поверхности. Этот угол обычно отсчитывается от вертикали.

Кроме случая вертикальной поверхности ($\theta = 0$), площадь смятия не распространяется (по крайней мере на начальных этапах внедрения поверхности в лед) на всю толщину ледяного покрова. Поэтому горизонтальное усилие создает изгибающий момент относительно нейтральной поверхности пластины, которая является математической моделью ледяного покрова. Этот момент может быть записан следующим образом:

$$M_0 = \int_S p(z) z \cos \theta dS, \quad (3)$$

где z — вертикальное расстояние от нейтральной поверхности пластины до рассматриваемой поверхности смятия.

Положение нейтральной поверхности пластины принимается посередине толщины ледяного покрова. Поэтому при $\theta = 0$ действие изгибающего момента исчезает: $M_0 = 0$. При постоянных значениях величины давления выражение (3) можно записать следующим образом:

$$M_0 = T(0,5h - z^*), \quad (4)$$

где z^* — вертикальная координата центра тяжести площади проекции поверхности смятия на плоскость OXZ . Формулы (3) и (4) справедливы только для случая изотропной ледяной пластины. Если же при анализе учитывается распределение прочностных свойств льда по толщине, то положение нейтральной оси пластины должно дополнительно определяться в каждом конкретном случае.

Для вертикальных стенок введение момента требует учета дополнительной информации о физико-механических свойствах льда [16]. Физико-механические свойства морского льда существенно отличаются по толщине льда из-за разной температуры слоев льда и разной солености и, как следствие, разной структуры. В частности, в направлении, параллельном поверхности, прочность на сжатие верхних слоев льда выше, чем аналогичная прочность на сжатие нижних слоев льда. Основной причиной такого положения является разность температур верхних и нижних слоев льда, а также их распределение за счет стока рассола. Нижние слои имеют температуру, близкую к температуре морской воды у поверхности ($-1,5 \dots 1,0$ °C). Температура верхних слоев близка к температуре воздуха, что для арктических условий может составлять ниже -40 °C. Допустим, что прочность льда в направлении, параллельном поверхности, предполагается распределенной линейно по толщине льда. Некоторое условное распределение прочности льда на параллельное сжатие по толщине показано на рис. 1. Приняты следующие обозначения: $\sigma_{c,u}$ — прочность льда на параллельное сжатие в верхнем слое ровного льда; $\sigma_{c,d}$ — прочность льда

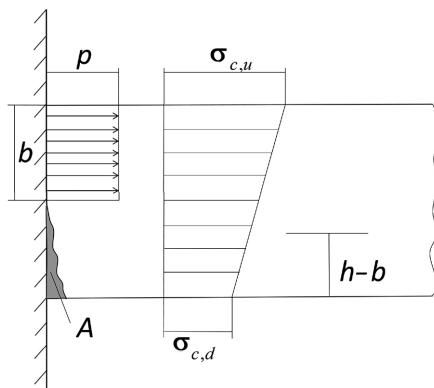


Рис. 1. Схема контактных ледовых нагрузок при взаимодействии с вертикальной стенкой и распределение прочности льда на сжатие в направлении, параллельном поверхности по толщине: p — контактное давление, b — высота пятна контакта, A — зона разрушенного льда

Fig. 1. Scheme of contact ice loads due to ice interacting with a vertical wall and the effect of the ice on compression into a parallel thickness surface: p — contact pressure, b — spot height, A — zone of destroyed ice

на параллельное сжатие в нижнем слое ровного льда; h — толщина ровного льда. Принятые обозначения и предположения позволяют записать:

$$\sigma_c(y) = \sigma_{c,u} + (\sigma_{c,u} - \sigma_{c,d}) \cdot \frac{z}{h}. \quad (5)$$

Контакт вертикального борта с ледяным покровом для любого момента времени приводит к следующим контактным нагрузкам (рис. 1). При взаимодействии с вертикальной стенкой происходит достаточно медленный рост среднего контактного давления в нижних слоях льда, для которых выполняется условие

$$p > \sigma_c(z). \quad (6)$$

Это приводит к преимущественному разрушению кристаллов льда в нижнем слое ледяного покрова (область А рис. 1), при этом контактное давление перераспределяется на высоту b , меньшую, чем толщина льда h . А это приводит к возникновению момента (3).

ДЕЙСТВИЕ СОСРЕДОТОЧЕННОГО МОМЕНТА НА ПОЛУБЕСКОНЕЧНУЮ ПЛАСТИНУ

Рассмотрим задачу об изгибе полубесконечной пластины, лежащей на упругом основании гидравлического типа и нагруженной сосредоточенным моментом M_0 . С точкой приложения сосредоточенного момента совместим начало координат (рис. 2). Уравнение изгиба пластины, лежащей на упругом основании, задается в следующем виде:

$$\Delta \Delta w + \frac{k w}{D} = 0; \quad D = \frac{E h^3}{12(1 - \mu^2)}, \quad (7)$$

где $w(x, y)$ — прогиб пластины; $k = \rho g$ — коэффициент, характеризующий жесткость упругого основания; ρ — плотность воды; g — ускорение свободного падения; D — цилиндрическая жесткость; E — модуль Юнга; h — толщина льда; μ — коэффициент Пуассона льда.

Граничные условия для уравнения (7) на кромке ледяного покрова

$$M_x = -D \left(\frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \mu \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} \right) = 0. \quad (8)$$

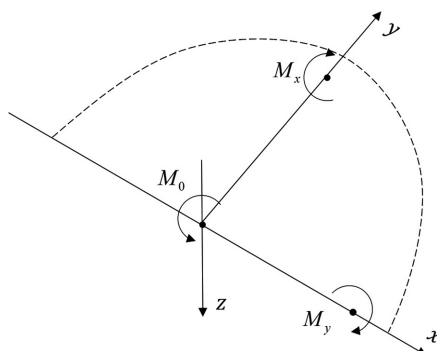


Рис. 2. Изгиб полубесконечной пластины от сосредоточенного момента, приложенного в точке (0, 0)

Fig. 2. Bending of a semi-infinite plate due to a concentrated moment applied at the point (0, 0)

Это условие выполняется на всей кромке, кроме точки $(0, 0)$, в которой действует сосредоточенный момент M_0 .

$$r_y = -D \left(\frac{\partial^3 w}{\partial y^3} + (2 - \mu) \frac{\partial^3 w}{\partial y \partial x^2} \right) = 0; \quad (9)$$

здесь r_y — перерезывающая сила.

При приближенном решении условия (8) и (9) не обязательно должны точно выполняться.

Условия на бесконечности требуют, чтобы прогиб и все его производные стремились к нулю:

$$\lim_{\substack{x \rightarrow \pm\infty \\ y \rightarrow \infty}} w = 0. \quad (10)$$

Потенциальная энергия изгиба пластины может быть задана следующим соотношением [9]:

$$V = \frac{D}{2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{\infty} \left\{ (\Delta w)^2 - 2(1 - \mu) \left[\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} - \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x \partial y} \right)^2 \right] + \frac{k}{D} w^2 \right\} dx dy. \quad (11)$$

Будем искать приближенное решение в виде:

$$w(x, y) = e^{-\alpha y} (\cos \alpha y - \sin \alpha y) f(x). \quad (12)$$

Здесь $f(x)$ — неизвестная функция, подлежащая определению; $\alpha = (k/(4D))^{1/4}$.

Зависимость прогиба от y в выражении (12) выбрано таким образом, чтобы оно совпадало со статическим решением для балки-полоски на упругом основании [20].

Подставляя (12) в (11) и выполняя интегрирование по y , получим

$$V = \frac{D}{2} \int_{-\infty}^{\infty} \left\{ \frac{1}{4\alpha} [f''(x)]^2 + \left(3\alpha^3 + \frac{1}{4\alpha} \frac{k}{D} \right) f^2(x) + \alpha \mu f''(x) f(x) + 3\alpha(1 - \mu) [f'(x)]^2 \right\} dx. \quad (13)$$

Из соображений симметрии интеграл (13) можно записать

$$V = D \int_0^{\infty} F[f(x), f'(x), f''(x)] dx. \quad (14)$$

Выполняя условия Эйлера–Пуассона, можно записать дифференциальное уравнение для функции $f(x)$, при котором достигается минимум функционала V :

$$f^{IV}(x) - 4\alpha^2(3 + 4\mu)f''(x) + 16\alpha^4 f(x) = 0. \quad (15)$$

Уравнение (15) представляет собой уравнение сложного изгиба балки, лежащей на упругом основании. В работе [9] Д.Е. Хейсин не учитывает влияние сложного изгиба и отбрасывает член с f'' . Аналогичное решение принято в данной работе, т. к. вклад в величину момента от продольных усилий минимален из-за незначительности прогиба. Учет влияния продольных сил можно выполнить, но это приводит к излишней громоздкости получаемых формул.

В итоге для нахождения неизвестной функции $f(x)$ получим уравнение

$$f^{IV}(x) + 16\alpha^4 f(x) = 0, \quad (16)$$

решение которого хорошо известно:

$$f(x) = e^{-\alpha_1 x} (A \cos \alpha_1 x + B \sin \alpha_1 x), \quad \alpha_1 = \sqrt{2}\alpha. \quad (17)$$

Здесь учтено граничное условие (10).

Для нахождения неизвестных коэффициентов воспользуемся тем, что приложенный к кромке ледяного покрова момент должен быть компенсирован реакцией упругого основания:

$$2 \int_0^\infty \int_0^\infty k y w(x, y) dx dy - M_0 = 0. \quad (18)$$

Выполнив необходимые вычисления, получим:

$$A + B = \frac{2\sqrt{2}M_0\alpha^3}{k}. \quad (19)$$

Для нахождения второго уравнения для определения неизвестных коэффициентов воспользуемся тем, что из условия симметрии угол поворота сечения в начале координат должен быть равен нулю.

$$\left. \frac{\partial w}{\partial x} \right|_{\substack{y=0 \\ x=0}} = 0. \quad (20)$$

Продифференцировав по x выражение (12) с учетом (17), в итоге получим

$$B - A = 0. \quad (21)$$

Окончательно неизвестные коэффициенты будут равны

$$A = B = \frac{\sqrt{2}M_0\alpha^3}{k}. \quad (22)$$

Прогиб пластины под действием момента, приложенного в начале координат, равен

$$w(x, y) = \frac{\sqrt{2}\alpha^3 M_0}{k} e^{-\alpha(\sqrt{2}x+y)} (\cos \sqrt{2}\alpha x + \sin \sqrt{2}\alpha x) (\cos \alpha y - \sin \alpha y). \quad (23)$$

Выпишем уравнение для момента, действующего вдоль оси y при $x = 0$, в соответствии с уравнением

$$M_x = -D \left(\frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \mu \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} \right). \quad (24)$$

Подставляя (23) в (24) и учитывая, что рассматриваются значения момента, действующего вдоль оси y при $x = 0$, получим

$$M_x = -\frac{\alpha M_0}{\sqrt{2}} \left(e^{-\alpha y} (\cos \alpha y + \sin \alpha y) - 2\mu e^{-\alpha y} (\cos \alpha y - \sin \alpha y) \right) = -\frac{\alpha M_0}{\sqrt{2}} \psi(y). \quad (25)$$

Координату точки положения экстремума этого момента можно получить в следующем виде:

$$\operatorname{tg} \alpha y = 2\mu \quad (26)$$

Откуда следует выражение для координаты места положения максимального изгибающего момента y^* :

$$y^* = (1/\alpha) \cdot \arctg 2\mu. \quad (27)$$

ИЗГИБ ОТ РАСПРЕДЕЛЕННОГО МОМЕНТА

Рассмотрим изгиб ледяного покрова от действия момента, распределенного по кромке на некоторой длине b (рис. 3). Будем полагать, что распределенный момент m постоянен

$$m = M_0/b. \quad (28)$$

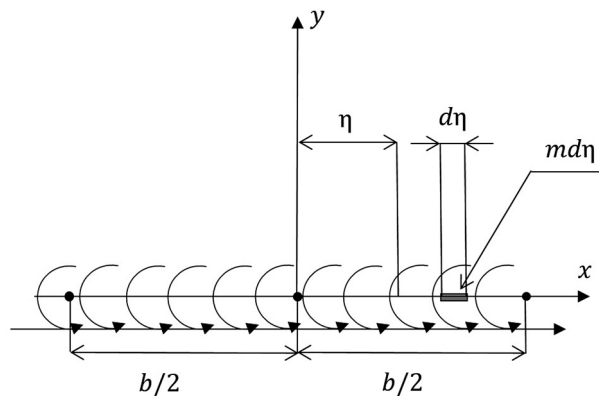


Рис. 3. Изгиб полубесконечной пластины от распределенного момента

Fig. 3. Bending a semi-infinite plate due to a distributed moment

Тогда прогиб от действия элементарного распределенного момента $md\eta$, приложенного в точке с координатой $x = \eta$ при $x - \eta \geq 0$, будет

$$w = \frac{\sqrt{2}\alpha^3 md\eta}{k} F(y) e^{-\sqrt{2}\alpha(x-\eta)} \left[\cos \sqrt{2}\alpha(x-\eta) + \sin \sqrt{2}\alpha(x-\eta) \right], \quad (29)$$

здесь $F(y) = e^{-\alpha y} (\cos \alpha y - \sin \alpha y)$.

Следуя Д.Е. Хейсину [9], общее выражение для прогиба пластины при $-\infty < x < \infty$ можно представить в виде:

$$w = \frac{\sqrt{2}\alpha^3 md\eta}{k} F(y) \left[ch\sqrt{2}\alpha(x-\eta) + \Gamma sh\sqrt{2}\alpha(x-\eta) \right] \times \\ \times \left[\cos \sqrt{2}\alpha(x-\eta) - \Gamma \sin \sqrt{2}\alpha(x-\eta) \right], \quad (30)$$

где $\Gamma = 1$ при $x - \eta \geq 0$;

$\Gamma = -1$ при $x - \eta \leq 0$;

при $x = 0$ $\begin{cases} \Gamma = +1, & \eta \leq 0 \\ \Gamma = -1, & \eta \geq 0. \end{cases}$

Прогиб для постоянной нагрузки m , распределенной на участке кромки ледяного поля $-b/2 < x < b/2$, может быть записан в следующем виде:

$$w = \frac{\sqrt{2}\alpha^3 m}{k} F(y) I(x), \quad (31)$$

где

$$I(x) = \int_{-b/2}^x e^{-\sqrt{2}\alpha(x-\eta)} [\cos \sqrt{2}\alpha(x-\eta) + \sin \sqrt{2}\alpha(x-\eta)] d\eta + \int_x^{b/2} e^{\sqrt{2}\alpha(x-\eta)} [\cos \sqrt{2}\alpha(x-\eta) - \sin \sqrt{2}\alpha(x-\eta)] d\eta. \quad (32)$$

Для промежутка $-b/x < x < b/2$ значение интеграла (32) может быть записано следующим образом:

$$I(x) = \frac{1}{\sqrt{2}\alpha} \left[2 - e^{-\sqrt{2}\alpha(x+b/2)} \cos \sqrt{2}\alpha(x+b/2) - e^{\sqrt{2}\alpha(x-b/2)} \cos \sqrt{2}\alpha(x-b/2) \right]. \quad (33)$$

Изгибающий момент на оси y при $x = 0$ будет равен

$$M_x = -m \left(e^{-\alpha y} (\cos \alpha y + \sin \alpha y) \left(1 - e^{-\frac{ab}{\sqrt{2}}} \cos \frac{\alpha b}{\sqrt{2}} \right) - 2\mu e^{-\alpha y} (\cos \alpha y - \sin \alpha y) e^{-\frac{ab}{\sqrt{2}}} \sin \frac{\alpha b}{\sqrt{2}} \right) = -m\psi_b(y, b). \quad (34)$$

При $b \rightarrow 0$ выражение (34) переходит в формулу (25). Выполнив соответствующие преобразования, получим уравнение для определения координаты положения максимального изгибающего момента:

$$\operatorname{tg} \alpha y = \frac{2\mu e^{-\frac{ab}{\sqrt{2}}} \sin \frac{\alpha b}{\sqrt{2}}}{1 - e^{-\frac{ab}{\sqrt{2}}} \cos \frac{\alpha b}{\sqrt{2}}}. \quad (35)$$

При $b \rightarrow \infty$ имеем $\operatorname{tg} \alpha y = 0$ и, следовательно, $y = 0$. Этот результат совпадает с положением максимального изгибающего момента для полубесконечной балки-полоски.

$$\lim_{b \rightarrow 0} = \frac{e^{-\frac{ab}{\sqrt{2}}} \sin \left(\frac{\alpha b}{\sqrt{2}} \right)}{1 - e^{-\frac{ab}{\sqrt{2}}} \cos \left(\frac{\alpha b}{\sqrt{2}} \right)} = 1, \text{ следовательно, } \operatorname{tg} \alpha y = \mu, \text{ что совпадает с вы-}$$

ражением (26) для сосредоточенного момента.

Таким образом, координата расположения максимального изгибающего момента определяется выражением

$$y_b^* = \frac{1}{\alpha} \operatorname{arctg} \frac{2\mu e^{-\frac{ab}{\sqrt{2}}} \sin \frac{\alpha b}{\sqrt{2}}}{1 - e^{-\frac{ab}{\sqrt{2}}} \cos \frac{\alpha b}{\sqrt{2}}}. \quad (36)$$

Из этого выражения следует, что координата положения максимального изгибающего момента зависит от протяженности зоны контакта, на которой распределен момент. Характер этой зависимости представлен на рис. 4. Анализ этого рисунка показывает, что при увеличении зоны контакта сооружения со льдом размер обломка уменьшается

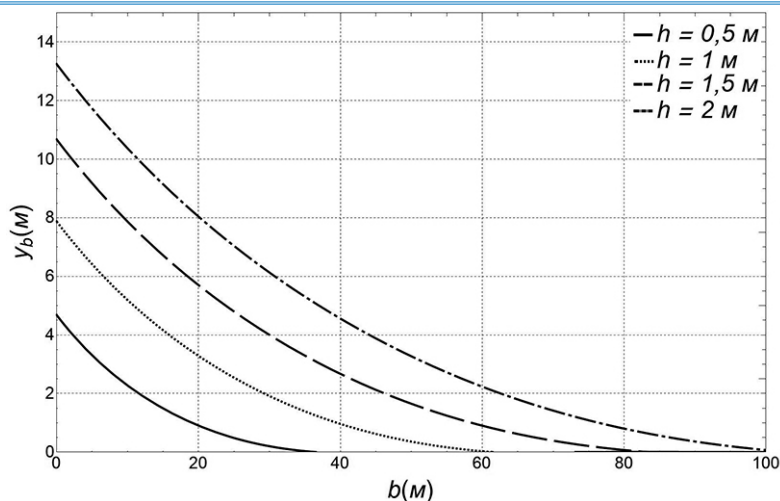


Рис. 4. Характер изменения размеров обломков льда при действии рассредоточенного момента в зависимости от протяженности зоны контакта

Fig. 4. Changing in the size of ice fragments under the action of a dispersed moment depending on the extent of the contact zone

и приближается к сооружению. Начиная с некоторого значения $y_b < kh$ происходит смена механизма разрушения ледяного покрова. Лед начинает разрушаться дроблением и сколом. Ориентировочно значения коэффициента k лежат в пределах от 1 до 3.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для практических приложений важными представляются результаты, приведенные на рис. 4. Из этих результатов следует, что размер обломка уменьшается при возрастании протяженности зоны контакта. При этом этот размер оказывается заметно меньше, чем теоретически рассчитанные значения при действии сосредоточенного момента. Также получаемый размер меньше размера обломка при действии вертикальной сосредоточенной силы, который в теории равен $y = \pi/4\alpha$ для полубесконечной балки, лежащей на упругом основании. Такие небольшие обломки часто наблюдаются при воздействии ледовых сжатий на цилиндрическую вставку судов (рис. 5).

Существование зоны разрушения в непосредственной близости к борту при воздействии рассредоточенного момента на ледяные выступы при различных значениях угла в вершине выступа подтверждают расчеты МКЭ. Пример соответствующего расчета приведен в работе [16].

В дальнейшем предстоит еще выяснить, в какой степени описанные в работе эффекты оказывают влияние на часто встречающуюся в практике арктического мореплавания операцию выхода судна из ледяного канала. Вполне возможно, что учет наличия довольно больших горизонтальных сил, приводящих к возникновению распределенного момента, позволит объяснить влияние геометрических особенностей оформления перехода носового заострения в цилиндрическую вставку на ледовое сопротивление.

Выше были приведены математические выкладки, позволяющие рассчитать элементы изгиба полубесконечного ледяного поля под действием приложенного



Рис. 5. Характерное разрушение льда при ледовых сжатиях, воздействующих на вертикальный борт цилиндрической вставки. Фото О.Я. Тимофеева

Fig. 5. Characteristic destruction of ice during ice compression affecting the vertical side of the cylindrical insert. Photo provided by O.Ya. Timofeev

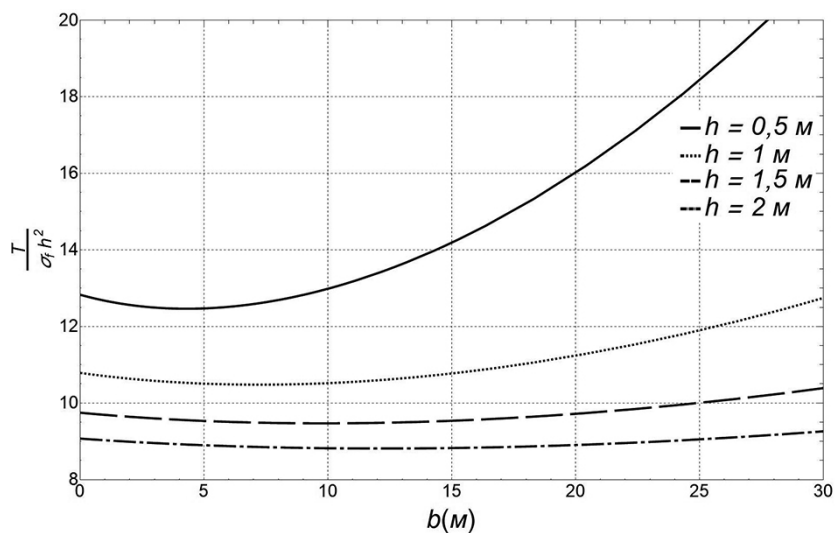


Рис. 6. Величина разрушающего горизонтального усилия в зависимости от протяженности зоны контакта и толщины льда

Fig. 6. The magnitude of the destructive horizontal force as a function of the length of the contact zone and the thickness of the ice

к его кромке сосредоточенного и распределенного на некотором отрезке момента. Используя известную связь между величиной момента и изгибными напряжениями $\sigma_f = 6M_x/h^2$, можно получить величины предельных значений сосредоточенной и распределенных горизонтальных сил, вызывающих изгибное разрушение ледяного покрова.

Для сосредоточенного момента с учетом формул (4), (25) и (27) получим

$$\frac{T}{\sigma_f h^2} = \frac{1}{3\sqrt{2}\alpha\psi(y^*)(0,5h - z^*)}. \quad (37)$$

Для распределенного момента с учетом формул (4), (34) и (36) получим

$$\frac{T}{\sigma_f h^2} = \frac{b}{6\psi_b(y_b^*, b)(0,5h - z^*)}. \quad (38)$$

На рис. 6 приведены результаты расчетов по формуле (38). В этих расчетах было принято, что $z^* = 0,05h$.

Анализ данных рис. 6 показывает, что безразмерная сила имеет очень пологий минимум. Это обстоятельство позволяет ожидать, что в реальных условиях описанный в работе тип разрушения льда может реализовываться в относительно широком диапазоне значений протяженности зоны контакта.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе выполнено приближенное теоретическое исследование воздействия горизонтальных сил на характер разрушения ледяного покрова. Показано, что действие горизонтальных сил в случае, когда они приложены не ко всей толщине ледяного покрова, можно свести к действию на лед момента. Приближенное решение дало возможность определить все элементы изгиба полубесконечной пластины, лежащей на упругом основании, необходимые для нахождения разрушающих усилий, а также размеров образующихся при этом обломков. Показано, что при действии распределенного момента размер обломка может быть существенно меньше, чем при действии сосредоточенного. Этим обстоятельством можно объяснить наблюдаемый в натурных условиях характер разрушения льда при воздействии ледовых сжатий на цилиндрическую вставку судна. Возможно, описанный механизм разрушения может играть существенную роль и в других ситуациях, связанных с эксплуатацией судов и морских инженерных сооружений в Арктике.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Финансирование. Работа выполнена как часть проекта 0784-2020-0021 при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

Competing interests. The authors have no competing interests.

Funding. This work was carried out as part of project 0784-2020-0021 supported by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бернштейн С.А. Ледяная железнодорожная переправа // XVIII сборник отдела инженерных исследований НКПС. М.: Транспечать, 1929. 42 с.
2. Тимошенко С.П., Войновский-Кригер С. Пластинки и оболочки. М.: Наука, 1966. 636 с.

3. Шиманский Ю.А. Условные измерители ледовых качеств судна // Труды АНИИ. 1938. Т. 130. 60 с.
4. Маслов А.И. Опыт расчета внешних усилий, действующих на корпус судна в ледовых условиях // Труды Всесоюзного научного инженерно-технического общества судостроения ВНИИТОСС. 1937. Т. 2. Вып. 3. С. 129–132.
5. Голушкевич С.С. О некоторых задачах теории изгиба ледяного покрова. Л.: Воениздат, 1947. 231 с.
6. Шаниро Г.С. Полубесконечная пластина на упругом основании // Прикладная математика и механика. 1943. Т. 6. № 4. С. 316–320.
7. Керр А. К вопросу о критической силе при продольном изгибе для плавающих пластин // Физика и механика льда / Под ред. П. Трюде. М.: Мир, 1983. С. 152–164.
8. Невел Д. Изгиб и потеря устойчивости клина на упругом основании // Физика и механика льда / Под ред. П. Трюде. М.: Мир, 1983. С. 272–281.
9. Хейсин Д.Е. Прочность ледяного покрова под действием нагрузки, приложенной к его кромке // Труды АНИИ. 1960. Т. 237. С. 133–152.
10. Каистелян В.И. Приближенное определение усилий, разрушающих ледяной покров // Проблемы Арктики и Антарктики. 1960. Вып. 5. С. 71–76.
11. Ионов Б.П., Грамузов Е.М. Ледовая ходкость судов. СПб.: Судостроение, 2001. 512 с.
12. Сазонов К.Е. Теоретические основы плавления судов во льдах. СПб.: ЦНИИ им. академика А.Н. Крылова, 2010. 274 с.
13. Зуев В.А., Грамузов Е.М., Двойченко Ю.А. Разрушение ледяного покрова: Материалы по обмену опытом. Горький: НТО им. акад. А.Н. Крылова, 1989. 86 с.
14. Enkvist E. On the resistance encountered by ships operating in the continuous mode of icebreaking. Helsinki: The Swedish Academy of Engineering Sciences in Finland, 1972. 181 p.
15. Сазонов К.Е. Ледовая управляемость судов. СПб.: ЦНИИ им. академика А.Н. Крылова, 2006. 252 с.
16. Аполлонов Е.М., Нестеров А.Б., Тимофеев О.Я. Регламентация ледовых нагрузок на вертикальный борт при сжатии во льдах // Науч.-техн. сб. Российского морского регистра судоходства. 2008. Вып. 31. С. 129–146.
17. Добродеев А.А., Сазонов К.Е., Саперштейн И.А. Выход судна из ледяного канала // Труды Крыловского научного центра. 2020. № 2 (392). С. 59–65.
18. Su B., Riska K., Moan T. A numerical method for the prediction of ship performance in level ice // Cold Reg. Sci. Technol. 2010. V. 60. P. 177–188.
19. Myland D., Ehlers S. Influence of bow design on icebreaking resistance // Ocean Engineering. 2016. V. 119. P. 217–248.
20. Справочник по строительной механике корабля. Т. 1 / Под ред. Ю.А. Шиманского. Л.: Судпромгиз, 1958. 628 с.

REFERENCES

1. Bernstein S.A. *Ledynaya jeleznodorojnaya pereprava*. Ice railway crossing. *XVIII Sbornik otdela inženernikh issledovany*. XVIII volume of Engineering Research Department NKPS. Moscow: Transpechat, 1929: 42 p. [In Russian].
2. Timoshenko S.P., Woinowsky-Krieger S. *Plastini i obolochki*. Plates and Shells. Moscow: Nauka, 1966: 636 p. [In Russian].
3. Shimansky U.A. *Uslovnie izmeriteli ledovih kachest sudna*. Conventional gauges of ice qualities of the vessel. *Trudy ANII*. Proceeding of the ASRI. 1938, 130: 60 p. [In Russian].

4. Maslov A.I. *Opit rasheta vnesnih usili, deistvuushih na korpus sudna v ledovih usloviyah*. Experience in calculating external forces acting on the hull in ice conditions. *Trudy Vsesouznogo nauchnogo inzhenerno-tekhnicheskogo obshchestva sudostroenya VNIITOSS*. Proceedings of the All-Union Scientific Engineering and Technical Society of Shipbuilding ASITSSB. 1937, 2 (3): 129–132. [In Russian].
5. Golushkevich S.S. *O nekotiryh zadachah teorii izgiba ledyanovo pokrova*. About some problems of the theory of ice cover bending. Leningrad: Voenizdat, 1947: 231 p. [In Russian].
6. Shapiro G.S. Semi-infinity beam on an elastic foundation. *Prikladnaya matematika i mehanika*. Applied mathematics and mechanics. 1943, 7 (4): 316–320. [In Russian].
7. Kerr A. About the issue of critical bending force for floating plates. Physics and ice mechanics. Ed. Trude P. Moscow: Mir, 1983: 152–164. [In Russian].
8. Nevel D. Bending and bucling of a wedge on an elastic foundation. Physics and ice mechanics. Ed. Trude P. Moscow: Mir, 1983: 272–281. [In Russian].
9. Heisin D.E. The strength of the ice sheet under the action of the load applied to its edge. *Trudy ANII*. Proceeding of the ASRI. 1960, 237: 133–152. [In Russian].
10. Kashtelyan V.I. Approximation of determination of the ice breaking forces. *Problemy Arktiki and Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 1960, 5: 71–76. [In Russian].
11. Ionov B.P., Gramuzov E.M. *Ledovaya hodkost sudov*. Ship ice speed. St. Petersburg: Sudostroenie, 2001: 512 p. [In Russian].
12. Sazonov K.E. *Teoreticheskie osnovi plavaushih sudov vo ldah*. The theoretical basis of the navigation of ships in ice. St. Petersburg: CRI named after academician A.N. Krylov, 2010: 274 p. [In Russian].
13. Zuev V.A., Gramuzov E.M., Dvoychenko U.A. *Razrushenie ledyanovo pokrova. Material po obmenu opytom*. Ice cover destruction. Material for the exchange of experience. Gorkiy: NTO named after academician A.N. Krylov, 1989: 86 p. [In Russian].
14. Enkvist E. On the resistance encountered by ships operating in the continuous mode of icebreaking. Helsinki: The Swedish Academy of Engineering Sciences in Finland, 1972: 181 p.
15. Sazonov K.E. *Ledovaya upravlyaemost sudov*. Ship handling. St. Petersburg: CRI named after academician A.N. Krylov. 2006: 252 p. [In Russian].
16. Apollonov E.M., Nestrov A.B., Timofeev O.Y. Regulation of ice loads on the vertical side during compression in ice. *Nauch-tech. sb. Rossiyskogo morskogo registra sudohodstva*. Scientific and technical compilation of the Russian Maritime Register of Shipping. 2008, 31: 129–146. [In Russian].
17. Dobrodeev A.A., Sazonov K.E., Sapershtein I.A. Ship exit from the ice channel. *Trudy Krylovskogo Nauchnogo centra*. Proceedings of the Krylov Scientific Center. 2020, 2 (392): 24–35. [In Russian].
18. Su B., Riska K., Moan T. A numerical method for the prediction of ship performance in level ice. *Cold Reg. Sci. Technol.* 2010, 60: 177–188.
19. Myland D., Ehlers S. Influence of bow design on icebreaking resistance. *Ocean Engineering*. 2016, 119: 217–248.
20. *Spravochnik po stroitelnoy mehaniki korablya*. Pod red. U.A. Shimansky. Handbook of structural mechanics of the ship. Leningrad: Sudpromgiz, 1958: 628. [In Russian].

ПРИКЛАДНЫЕ ПРОБЛЕМЫ

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-515-533>
УДК 629.564.7: 629.5.015.4



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

МЕТОДИКА ФОРМИРОВАНИЯ АРХИТЕКТУРЫ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА ЛЕДОВЫХ НАГРУЗОК ДЛЯ ЛЕДОСТОЙКОЙ САМОДВИЖУЩЕЙСЯ ПЛАТФОРМЫ

А.В. ЧЕРНОВ*, П.В. МАКСИМОВА, В.А. ЛИХОМАНОВ,
И.А. СВИСТУНОВ, Н.А. КРУПИНА, А.В. САВИЦКАЯ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

*chernov@aari.ru

Резюме

В статье описывается разработка технических требований к системе мониторинга ледовых нагрузок для ледостойкой самодвижущейся платформы (ЛСП) «Северный полюс», выполненная в отделе ледовых качеств судов ААНИИ. Процесс разработки технических требований включал в себя анализ эксплуатационных ледовых условий ЛСП, определение сценариев взаимодействия льда с корпусом ЛСП, постановку задач для системы мониторинга ледовых нагрузок (СМЛН), разработку архитектуры СМЛН, конечно-элементный анализ напряженно-деформированного состояния корпуса ЛСП, а также разработку требований к размещению датчиков на конструкциях корпуса ЛСП. Основной целью работы является создание комплексной системы исследования процессов воздействия льда на сооружения для получения новых данных по параметрам и характеру действия ледовых нагрузок.

Ключевые слова: конечно-элементное моделирование, ледовые нагрузки, ледовые условия, ледостойкая платформа, система мониторинга.

Для цитирования: Чернов А.В., Максимова П.В., Лихоманов В.А., Свистунов И.А., Крупина Н.А., Савицкая А.В. Методика формирования архитектуры системы мониторинга ледовых нагрузок для ледостойкой самодвижущейся платформы // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. №. 4. С. 515–533. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-515-533>.

Поступила 28.08.2020

После переработки 22.10.2020

Принята 24.10.2020

METHODOLOGY FOR DEVELOPING THE CONFIGURATION OF AN ICE LOAD MONITORING SYSTEM FOR AN ICE- RESISTANT SELF-PROPELLED DRIFTING PLATFORM

ALEKSEY V. CHERNOV*, POLINA V. MAKSIMOVA, VLADIMIR A. LIKHOMANOV,
IVAN A. SVISTUNOV, NINA A. KRUPINA, ANNA V. SAVITSKAYA

Summary

The ice-resistant self-propelled platform (IRSP) named North Pole that is currently under construction at the JSC Admiralty Shipyards is designed to carry out year-round scientific research in the Arctic Ocean. The IRSP will be equipped with a unique ice loads monitoring system (ILMS). The technical requirements for the ILMS were developed in the Department of Ship Performance in Ice of the AARI. The ILMS should ensure a safe operation of the IRSP in ice conditions (operational function) and serve as a measuring tool for researching of the mechanics of deformation and destruction of ice (scientific function). Analysis of ice conditions at different stages of IRSP operation showed that the main scenario of ice interaction with the IRSP hull will be the action of ice under compression on the middle part of the hull during drift.

The monitoring of the stress-strain state of the hull is carried out by a complex system of fiber-optic strain sensors placed on different elements of the hull structures. The largest number of sensors are located on the side plating in the middle part of the IRSP hull. The locations of the sensors were determined by finite element analysis of the stress-strain state of the IRSP hull under the action of ice load. To monitor the stress-strain state of the surrounding ice field, up to 16 pressure sensors frozen into the ice are provided. Also, the system receives and stores data on the angles of roll, trim, yaw of IRSP, its longitudinal, lateral and vertical accelerations, and the surrounding hydrometeorological conditions: wind speed and direction, air temperature, atmospheric pressure, and the geographical position of the platform.

ILMS will significantly improve the safety of IRSP operation during prolonged drift in ice conditions. Besides, the ILMS provides the platform hull with the functions of a measuring tool for studying the mechanics of deformation and destruction of sea ice in interaction with the engineering structures.

The main purpose of this work is to create a comprehensive system for studying the processes of ice impact on structures in order to obtain new data about the parameters and nature of ice loads.

Keywords: finite element method, ice conditions, ice loads, ice-resistant platform, monitoring system.

For Citation: Chernov A.V., Maksimova P.V., Likhomanov V.A., Svistunov I.A., Krupina N.A., Savitskaya A.V. Methodology for developing the configuration of an ice load monitoring system for an ice-resistant self-propelled drifting platform. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (4): 515–533. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-515-533>.

Received 28.08.2020

Revised 22.10.2020

Accepted 24.10.2020

ВВЕДЕНИЕ

Строющаяся в настоящее время на АО «Адмиралтейские верфи» ледостойкая самодвижущаяся платформа (ЛСП) «Северный полюс» предназначена для осуществления круглогодичных комплексных научных исследований в высоких широтах Северного Ледовитого океана. ЛСП должна заменить классические дрейфующие научно-исследовательские станции «Северный полюс», круглогодичная работа которых стала затруднительной из-за отсутствия дрейфующих ледяных полей, пригодных для размещения станций [1]. Использование ЛСП позволит решать научные задачи в арктическом секторе, обеспечивая при этом безопасные и комфортные условия для членов экспедиции. При этом задачи будут выполняться как в период дрейфа во льдах, так и во время переходов к месту начала дрейфа и от точки окончания дрейфа к пункту базирования, поскольку платформа будет оснащена собственным двигателем, а форма корпуса — иметь обводы, близкие к судовым.

Система мониторинга ледовых нагрузок (СМЛН) — комплексная система, осуществляющая непрерывный контроль с помощью инструментальных методов напряженно-деформированного состояния объекта, эксплуатирующегося в ледовых условиях. СМЛН состоит из аппаратной части, основная задача которой — измерение физических величин, и программной части, которая предназначена для обработки сигналов. В случае превышения установленных пороговых значений сигналов осуществляется сигнализация оператору СМЛН. В настоящее время практически все инженерные сооружения и суда, предназначенные для эксплуатации в ледовых условиях, оборудуются системами мониторинга ледовых нагрузок, которые служат для оповещения экипажа о возможном возникновении внештатных или опасных ситуаций при взаимодействии объекта со льдом, снижая тем самым риск неблагоприятного исхода такого события [2]. Применительно к ЛСП система мониторинга ледовых нагрузок будет иметь ряд особенностей, в силу специфики назначения ЛСП и режима ее эксплуатации.

Основной целью работы является создание комплексной системы исследования процессов воздействия льда на сооружения для получения новых данных по параметрам и характеру действия ледовых нагрузок.

ТЕХНИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И УСЛОВИЯ ЭКСПЛУАТАЦИИ ЛСП

Общее описание ЛСП

Ледостойкая самодвижущаяся платформа «Северный полюс» предназначена для выполнения функций дрейфующей исследовательской станции в условиях длительного, продолжительностью до двух лет, дрейфа вместе с окружающим ее ледяным массивом. В состав научного комплекса ЛСП включено 16 различных лабораторий, в том числе и лаборатория мониторинга ледовых нагрузок, которая входит в состав ледоисследовательского научного комплекса [1]. ЛСП представляет собой самоходное водоизмещающее стальное судно (рис. 1). Прочность корпуса по бортам



Рис. 1. Общий вид ЛСП

Fig. 1. General view of the IRSPP

и днищу соответствует классу Arc8, что позволяет выдерживать сжатия многолетних льдов. ЛСП будет иметь следующие главные размерения: длина наибольшая / по КВЛ — 83,1 / 76,7 м, ширина наибольшая / по КВЛ — 22,5 / 21,8 м, высота борта на миделе — 11,4 м, осадка по КВЛ / минимальная — 8,6 / 7,5 м. Максимальное водоизмещение ЛСП составит около 10400 т. При мощности ГЭУ 4200 кВт скорость хода на тихой глубокой воде составит не менее 10 узлов.

Цикл использования ЛСП

Предполагаемый цикл использования ЛСП состоит из нескольких этапов:

- переход из пункта базирования к месту дрейфа с выполнением комплексных исследований на ходу и в дрейфе ЛСП (около 20 суток);
- дрейф во льдах с выполнением полного комплекса исследований с ЛСП и ледовых площадок (около 730 суток);
- переход от места окончания дрейфа в пункт базирования с выполнением комплексных исследований на ходу и в дрейфе ЛСП (около 20 суток).

Таким образом, доля времени, проведенного ЛСП в дрейфе в предполагаемом цикле, превысит 95 %. Поэтому приоритетной задачей для СМЛН является контроль ледовых нагрузок в период нахождения платформы в дрейфе.

Ледовые условия на различных этапах эксплуатации ЛСП

Предполагается, что ЛСП будет начинать свой дрейф в восточном секторе Арктики так же, как и традиционные дрейфующие станции «Северный полюс». Таким образом, маршрут к точке начала дрейфа будет проходить с запада на восток, пересекая моря российского сектора Арктики.

Ледовые условия на переходе

Обобщение среднемноголетних данных об условиях плавания на трассах Северного морского пути (СМП) в летне-осенний период показывает, что с июля по сентябрь плавание осуществляется преимущественно в легких ледовых условиях [4–9].

Доля пути по чистой воде и в разреженных льдах составляет 68 % в июле, 87 % в августе и 90 % в сентябре. Минимальная протяженность сплошных льдов на трассах наблюдается в августе и сентябре — менее 10 %. Соответственно, именно эти месяцы являются наиболее благоприятными для следования ЛСП к месту начала дрейфа. Протяженность пути в сплошных льдах в августе–сентябре будет составлять около 300 миль. Несмотря на относительно небольшие толщины остаточного сплошного льда в летне-осенний период, ударные нагрузки на ЛСП, в первую очередь на носовую оконечность, могут вызываться взаимодействием с ледяными образованиями толщиной до 3 м, представляющими собой остатки всторошенного или наслоенного льда. При этом необходимо принимать во внимание, что скорость движения ЛСП не будет превышать 10 узлов даже при максимальной мощности на валах, а лед в этот период находится в стадии разрушения и будет иметь низкую прочность.

Таким образом, уровень ударных ледовых нагрузок на оконечности ЛСП будет относительно невысоким.

Ледовые условия в дрейфе

Традиционно высадка на лед дрейфующих станций «Северный полюс» происходила в сентябре в восточном секторе Арктики. На каждой из станций в период дрейфа выполнялись регулярные прямые измерения толщины льда. Поскольку ЛСП будет начинать свой дрейф в тех же районах, что и традиционные станции, для оценки

ледовых условий эксплуатации ЛСП был проведен анализ данных о состоянии льда со станций «Северный полюс», работавших в 2004–2015 гг. В момент начала дрейфа (сентябрь–октябрь) толщины льда преимущественно составляли более 150–200 см. Максимальные толщины льда достигаются в весенний период и в большинстве измерений превышают 2–2,5 м. При этом прочность льда в это время существенно снижается под воздействием солнечной радиации и повышения температуры воздуха. Таким образом, ЛСП во время дрейфа может находиться под действием нагрузок от сжатия льда различной прочности толщиной до 3 метров.

Сценарии дрейфа ЛСП

Моделью использования ледостойкой самодвижущейся платформы «Северный полюс» предполагается три варианта дрейфа:

- дрейф платформы, ошвартованной к ледяному полю (рис. 2);
- дрейф платформы в разводе между ледяными полями (рис. 3);
- дрейф платформы, заведенной по ледяному полю с помощью ледокола или самостоятельно (рис. 4).

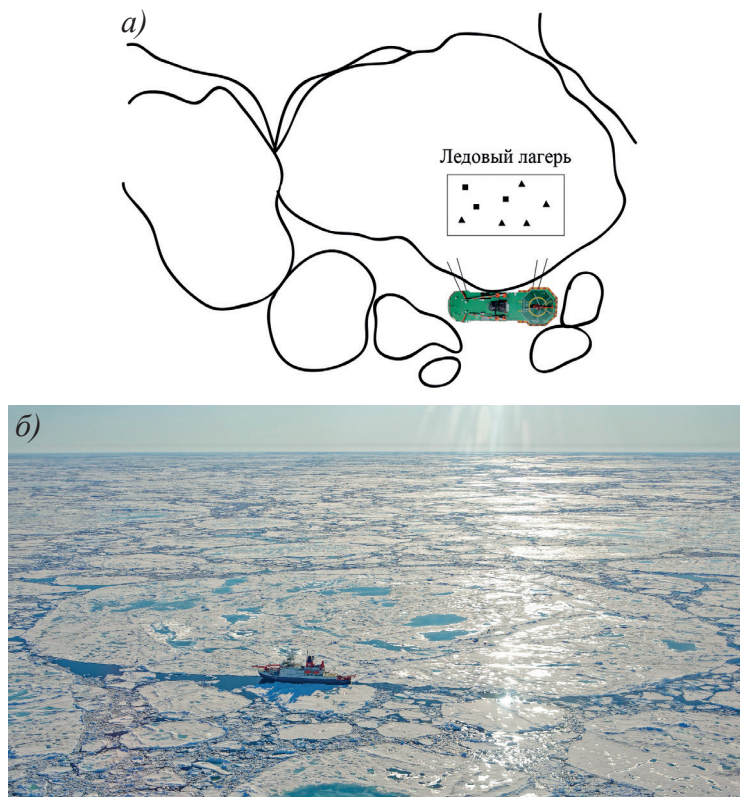


Рис. 2. Дрейф платформы, ошвартованной к ледяному полю: а) — схема дрейфа платформы, ошвартованной к ледяному полю; б) — дрейф ледокола “Polarstern”, ошвартованного к ледяному полю, в экспедиции MOSAiC в 2020 г. (Фото: MelindaWebster, MarkusRex)

Fig. 2. The drift of the platform moored to the ice field: а) — the drift diagram of the platform moored to the ice field; б) — the drift of the icebreaker “Polarstern” moored to the ice field in the MOSAiC expedition in 2020. (Photo: Melinda Webster, MarkusRex)

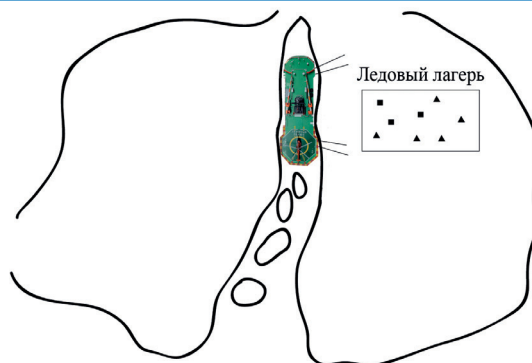


Рис. 3. Схема дрейфа платформы в разводе между ледяными полями

Fig. 3. Diagram of the platform drift in the gap between the ice fields

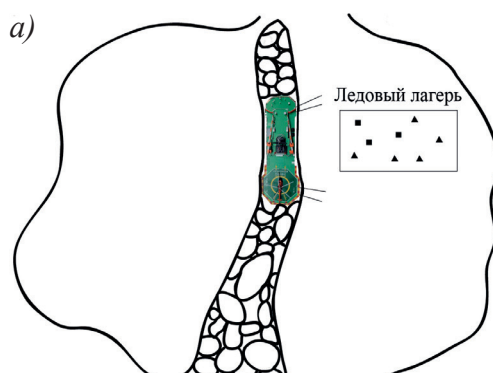


Рис. 4. Дрейф платформы, заведенной по ледяному полю с помощью ледокола или самостоятельно: а) — схема дрейфа платформы; б) — дрейф научно-экспедиционного судна «Академик Трёшников», самостоятельно зашедшего в ледяное поле, в экспедиции «Трансарктика-2019»

Fig. 4. The drift of the platform started on the ice field with the help of an icebreaker or independently: а) — diagram of the drift ; б) — the drift of the scientific research vessel “Akademik Tryoshnikov”, which independently entered the ice field, in the expedition “Transarktika-2019”

В течение двухгодичного дрейфа ЛСП возможны неоднократные изменения вариантов дрейфа в зависимости от фактических гидрометеорологических условий и ледовой обстановки. Во всех трех вариантах корпус ЛСП может подвергаться как ударным нагрузкам со стороны льда в момент постановки в ледяное поле, так и сжатиям во время длительного дрейфа [3].

Сценарии воздействия ледовой нагрузки на корпус ЛСП

Таким образом, предполагается три основных сценария воздействия ледовых нагрузок на корпус ЛСП:

- ударные нагрузки на носовую и кормовую оконечность при движении в ледовых условиях;
- ударные нагрузки на носовую и кормовую оконечность при постановке в дрейф;
- нагрузки от сжатий на среднюю часть корпуса во время дрейфа.

Во всех сценариях возможно взаимодействие корпуса ЛСП со льдом, толщина которого достигает 3 метров. Исходя из анализа ледовых условий на различных этапах эксплуатации ЛСП, а также прочности корпуса, следует полагать, что ледовые нагрузки, возникающие при движении ЛСП, представляют значительно меньшую опасность по сравнению с нагрузками, возникающими при длительном дрейфе.

Для оценки влияния ледовых сжатий на корпус ЛСП в ледовом бассейне ААНИИ были проведены модельные испытания, в ходе которых была выполнена экспериментальная оценка величины давления от ледовых сжатий на участке борта модели. При проведении экспериментов было зафиксировано распространение навалов льда, возникающих у борта ЛСП при сжатиях, по высоте борта вплоть до днища, а также по днищу на всю ширину корпуса. По результатам модельных испытаний были определены районы, которые требуется оборудовать для осуществления мониторинга с помощью СМЛН во время дрейфа ЛСП [10, 11].

ПРЕДПОСЫЛКИ РАЗРАБОТКИ СМЛН

Функции системы мониторинга ледовых нагрузок ЛСП

Как было сказано выше, СМЛН должна являться:

- системой обеспечения безопасной эксплуатации ЛСП в ледовых условиях (оперативная функция СМЛН);
- измерительным инструментом для изучения механики деформации и разрушения льдов при взаимодействии с инженерными сооружениями и природными объектами (научная функция СМЛН).

Обеспечение безопасной эксплуатации ЛСП в ледовых условиях

Оперативная функция СМЛН является достаточно традиционной и включает в себя:

- инструментальную оценку уровня напряженно-деформированного состояния (НДС) корпуса ЛСП;
- обеспечение судоводителя информацией в режиме реального времени о состоянии корпуса ЛСП при движении во льдах и во время дрейфа;
- сопоставление фактического уровня НДС с установленными пороговыми значениями;
- выдачу предупреждения в случае, если показания какой-либо подсистемы приближаются к пороговым значениям.

Следует отметить, что архитектурно-конструктивный тип и соотношение главных размерений ЛСП таковы, что общая прочность корпуса ЛСП будет заведомо обеспечена. В связи с этим функция контроля общей прочности корпуса ЛСП была исключена при разработке СМЛН.

Система мониторинга ледовых нагрузок как элемент научного комплекса ЛСП

Точная формулировка стоящих перед системой мониторинга научных задач позволяет выработать особые требования к ее архитектуре, размещению датчиков, их характеристикам и так далее.

Важнейшими направлениями исследований будут изучение локального ледового воздействия на корпус ЛСП, а также совместные исследования ледовых нагрузок на бортовые перекрытия и напряженно-деформированного состояния прилегающего ледяного покрова.

Наибольший интерес представляют процессы взаимодействия корпуса ЛСП со льдом, возникающие во время дрейфа при ледовых сжатиях. Актуальной проблемой являются натурные измерения давления на корпус, в частности оценка неравномерности ледовых давлений, оценка зависимости давления от характеристик льда и параметров пятна контакта, оценка соотношения пикового и среднего давлений. Например, в обзоре [15], основываясь на результатах обработки данных натурных наблюдений [14] и [16], делается вывод, что нагрузки убывают по мере увеличения длины зоны контакта конструкции со льдом, а отношение средней нагрузки к локальной снижается пропорционально $l_c^{-0.4}$, где l_c — длина пятна контакта.

Использование СМЛН позволит изучать процессы распространения разрушающегося льда по корпусу ЛСП, в частности образование подсовов у борта и распространение льда под днище, а также выполнять измерения оказываемой этим льдом нагрузки. Выполнение таких исследований ранее не представлялось возможным, так как системы мониторинга, устанавливаемые на судах, не предназначены для измерения нагрузок в условиях ледовых сжатий.

Другим важным направлением являются совместные исследования напряженно-деформированного состояния прилегающего ледяного покрова и нагрузок на бортовые перекрытия ЛСП как часть фундаментальных исследований механики деформирования и разрушения морских льдов. Инструментальное измерение возникающих на корпусе ЛСП усилий позволит дополнить информацию о напряженно-деформированном состоянии ледяного покрова, получаемую путем измерения усилий и перемещений льда. В частности, информация о формах разрушения, периодическом характере и сопровождающих разрушение льда процессах [17] будет дополняться данными об интегральных характеристиках усилий, действующих в ледяном покрове.

Наконец, важным направлением будет являться верификация существующих методов расчета напряженно-деформированного состояния корпуса при действии ледовой нагрузки. Так, для оценки соотношения напряжений в различных точках бортового набора ряд шпангоутов должен быть оснащен несколькими датчиками, расположенными в наиболее характерных точках. Результатом исследований могут быть соотношения напряжений, полученные в результате расчетов, а также зарегистрированные в натурных условиях.

Апробация технологии мониторинга ледовых нагрузок в условиях дрейфа

Апробация технологии мониторинга ледовых нагрузок в условиях дрейфа была проведена весной 2019 г. в ходе экспедиции «Трансарктика-2019» на НЭС «Академик Трёшников» [12]. В качестве основного измерительного инструмента использовалась штатная СМЛН НЭС «Академик Трёшников», а также дополнительно установленные тензометрические датчики на борту судна для оценки ледовых сжатий. В частности, были отработаны следующие вопросы:

- предполагаемый уровень напряжений, возникающий в результате сжатий;
- объем необходимых измерений на прилегающем льду;
- методика выбора мест установки датчиков;
- необходимые типы датчиков.

Вся полученная информация об особенностях проведения мониторинга была учтена при проектировании СМЛН ЛСП.

АРХИТЕКТУРА СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА ЛЕДОВЫХ НАГРУЗОК ЛСП

На основании изложенных выше соображений была разработана архитектура СМЛН (рис. 5). Для решения поставленных задач в состав СМЛН включены следующие подсистемы:

- подсистема контроля напряженно-деформированного состояния корпуса;
- подсистема контроля параметров перемещений;
- подсистема оценки параметров напряженно-деформированного состояния прилегающего к ЛСП льда;
- подсистема контроля метеорологической обстановки;
- подсистема определения координат ЛСП;
- подсистема сбора и обработки данных.

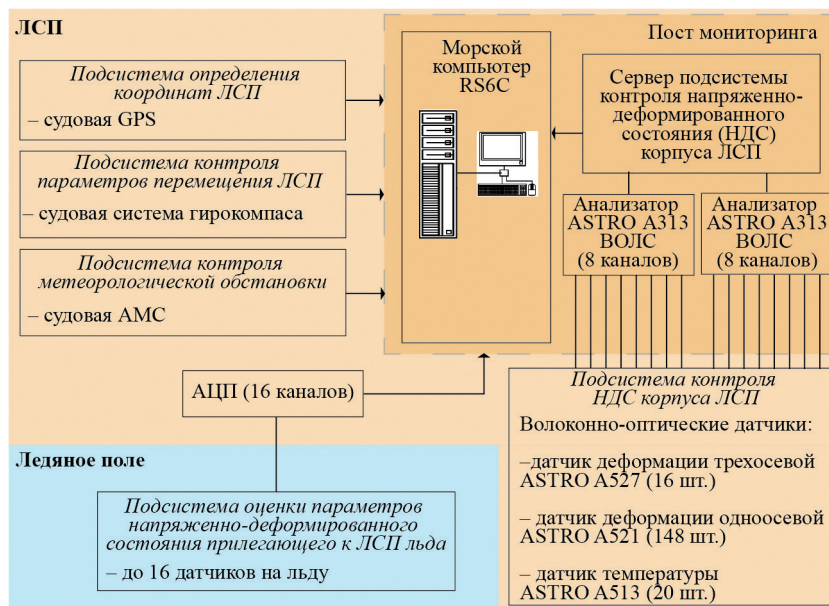


Рис. 5. Архитектура системы мониторинга ледовых нагрузок ЛСП

Fig. 5. Configuration of the IRSPP ice load monitoring system

Подсистема контроля напряженно-деформированного состояния корпуса

Подсистема контроля напряженно-деформированного состояния корпуса является основной подсистемой СМЛН и необходима для измерения параметров напряженно-деформированного состояния корпуса ЛСП при действии ледовых нагрузок в различных режимах эксплуатации. Измерения будут выполняться с использованием разветвленной системы датчиков деформации, размещенных на элементах корпусных конструкций. Основным видом ледовой нагрузки в этом режиме будут являться ледовые сжатия, вызванные различными природными факторами. Исходя из этого, наибольшее количество датчиков, которые являются основным измерительным элементом СМЛН, расположено таким образом, чтобы контролировать ледовые нагрузки и прочность корпусных конструкций бортовых перекрытий в средней части корпуса ЛСП, при этом в носовой части ЛСП размещено ограниченное количество датчиков. Также, в связи с существенным изменением осадки ЛСП во время дрейфа, датчики должны перекрывать диапазон возможных осадок. Для этого они должны быть расположены в виде двух горизонтальных линий, которые соответствуют максимальной и минимальной осадкам. Часть датчиков расположена на днище из-за возможного распространения льда при сжатии под корпус ЛСП.

В качестве измерительных элементов подсистемы напряженно-деформированного состояния корпуса были выбраны волоконно-оптические датчики, которые имеют ряд преимуществ перед электрическими, используемыми, например, в СМЛН НЭС «Академик Трёшников». Волоконно-оптические датчики обладают абсолютной невосприимчивостью к электромагнитным помехам, устойчивостью к сложным климатическим условиям и агрессивным химическим средам, абсолютной пожаро-, электро- и взрывобезопасностью [13]. Волоконно-оптические датчики имеют малое время отклика, малую тепловую инерционность, высокое разрешение и меньшую погрешность по сравнению с электрическими тензодатчиками.

В состав подсистемы напряженно-деформированного состояния корпуса включены следующие датчики компании ООО «Инверсия-Сенсор» (Пермь, Россия):

- одноосевой волоконно-оптический датчик деформации ASTRO A521;
- трехосевой волоконно-оптический датчик деформации ASTRO A527;
- волоконно-оптический датчик температуры ASTRO A513.

Волоконно-оптический датчик деформации ASTRO A521 является одним из ключевых элементов данной подсистемы. Датчик предназначен для измерения деформаций конструктивного элемента в единственном направлении. В связи с этим точки расположения датчиков этого типа выбираются таким образом, чтобы в них возникало напряжение, близкое к одноосевому. Таким условиям соответствуют деформации свободных поясков холостых шпангоутов, возникающие под действием ледовой нагрузки.

Волоконно-оптический датчик деформации ASTRO A527 позволяет производить измерения деформации одновременно по трем осям и определять полный тензор деформаций при плоском НДС элемента конструкции. Датчики такого типа целесообразно размещать на наружной обшивке корпуса, в районах, подверженных ледовой нагрузке.

Волоконно-оптический датчик температуры ASTRO A513 предназначен для измерения температуры элементов конструкции ЛСП. Второе назначение датчиков этого типа — обеспечение температурной компенсации показаний датчиков деформации.

Сигналы, регистрируемые подсистемой контроля напряженно-деформированного состояния корпуса, поступают на 8-канальный анализатор ASTRO A313, предназначенный для измерений длины волны отраженного от волоконно-оптических датчиков оптического излучения и формирования спектральных данных о состоянии датчиков. На каждый канал может быть подключено до 25 измерительных элементов.

Подсистема оценки напряженно-деформированного состояния окружающего льда

Подсистема оценки НДС окружающего льда необходима для исследований процессов взаимодействия ледяного поля с корпусом ЛСП. Данная подсистема является дополнительной и будет подключаться к СМЛН только во время дрейфа ЛСП. Для сбора данных подсистемы будет использоваться 16-канальный аналого-цифровой преобразователь (АЦП), с частотой опроса каждого канала не менее 100 Гц. Оцифрованный сигнал будет передаваться на сервер СМЛН для записи в единую базу данных. На начальном этапе эксплуатации ЛСП в составе данной подсистемы в качестве измерительных элементов предусматривается использование 6 датчиков давления мембранного типа. Данные датчики предназначены для вмораживания в ледяной покров на удалении от ЛСП не менее 100 метров. Мембранный корпус обеспечивает измерение давлений, возникающих в ледяном покрове величиной до 5 МПа. Измерительным элементом является датчик давления APZ 3420, производства ООО «Пьезус» (Россия). Следует отметить, что количество каналов АЦП обеспечивает расширение измерительных возможностей подсистемы в будущем, на основе опыта реальной эксплуатации ЛСП.

Решение о схеме размещения датчиков будет приниматься исходя из фактического выбранного варианта дрейфа, а также морфометрических особенностей льдины, вместе с которой дрейф будет происходить. Также предполагается, что при швартовке ЛСП к льдине будет учитываться, что большинство датчиков размещены на правом борту.

Подсистема контроля параметров перемещений корпуса ЛСП как твердого тела

Подсистема контроля параметров перемещений корпуса ЛСП как твердого тела получает от общесудовой системы гирокомпаса данные об углах крена, дифферента, рыскания, продольном, поперечном и вертикальном ускорениях корпуса ЛСП во время качки и при различных ледовых воздействиях.

Подсистема контроля метеорологической обстановки

Подсистема контроля метеорологической получает данные о скорости и направлении ветра, температуре окружающей среды, атмосферном давлении от общесудовой системы автоматической метеорологической станции.

Подсистема определения координат ЛСП

Подсистема определения координат ЛСП принимает данные о географических координатах ЛСП и параметрах ее движения от общесудовой навигационной системы.

Подсистема сбора, обработки и анализа данных

Данные, получаемые со всех измерительных подсистем СМЛН, передаются в подсистему сбора, хранения и обработки данных. Запись осуществляется с частотой 100 Гц в виде единой базы данных, при этом емкость хранилища будет позволять осуществлять хранение информации в течение 1 года непрерывной записи.

Разработку программного обеспечения, включая интеграцию данных всех описанных выше подсистем, выполняла компания НТИ (Санкт-Петербург, Россия) на основании технических требований, разработанных отделом ледовых качеств судов ААНИИ.

Программное обеспечение позволяет:

- отображать в реальном времени текущие параметры всех подсистем;
- сохранять данные, полученные от подсистем в виде единой базы данных;
- отображать на экране сохраненные данные из архива на выбранном пользователем интервале;
- выдавать предупреждения судоводителю о превышении показаниями какого-либо датчика заранее установленного уровня;
- осуществлять настройку параметров системы.

Конечно-элементный анализ напряженно-деформированного состояния корпусных конструкций ЛСП

Корпус ЛСП выполнен по поперечной системе набора со шпацией 700 мм в средней части и 600 мм в оконечностях. Помимо основных, корпус подкреплен ледовыми шпангоутами, установленными с половинной шпацией. Рамные шпангоуты установлены со шпацией 2100 мм. Рамные бортовые стрингеры размещены по одному между палубами и платформами. Расстояние по вертикали между продольными горизонтальными рамными связями составляет около 1700 мм. Рамные шпангоуты и бортовые стрингеры выполнены в виде листовых конструкций, распространяющихся между наружной обшивкой и внутренним бортом.

Для определения точек установки датчиков был выполнен конечно-элементный анализ элементов конструкции корпуса ЛСП.

Поскольку конструкция корпуса практически постоянна на большей части корпуса, конечно-элементная модель выполнена для одного из отсеков в средней части корпуса ЛСП, между главными поперечными переборками по длине, и между основной плоскостью и верхней палубой по высоте борта (рис. 6).

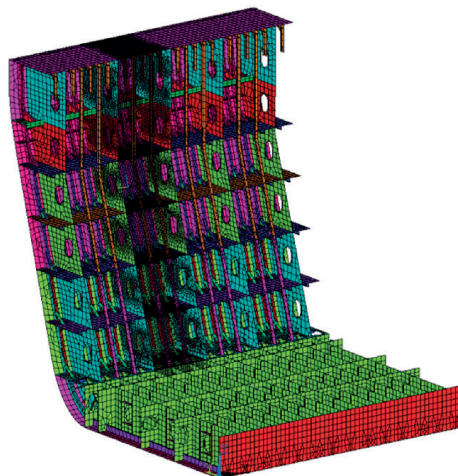


Рис. 6. Вид расчетной конечно-элементной модели

Fig. 6. Example of a finite element design model

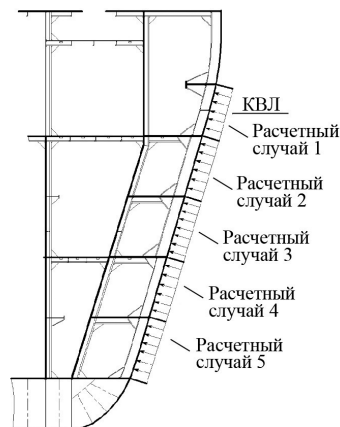


Рис. 7. Схема расчетных случаев

Fig. 7. Scheme of design cases

При разработке конечно-элементной модели использованы четырехузловые пластинчатые конечные элементы, допускающие проведение расчетов в области упругого деформирования с учетом больших перемещений. При разбиении твердотельной модели на конечные элементы шаг сетки был задан равным 175 мм (1/4 от шпации поперечного набора), а в районе приложения нагрузки шаг сетки был уменьшен в два раза и был принят равным 87 мм. Граничные условия, наложенные на модель, соответствуют жесткому закреплению на границах с соседними отсеками и с вышележащими частями ЛСП. На узлы, лежащие в диаметральной плоскости (ДП), наложены условия, соответствующие симметричному деформированию относительно ДП. Используемые граничные условия обеспечивают адекватное моделирование НДС. В качестве расчетной нагрузки было применено единичное давление, равномерно распределенное по наружной обшивке. Длина пятна контакта соответствовала одной рамной шпации. Высота пятна контакта соответствовала расстоянию между продольными бортовыми рамными связями, что привело к появлению пяти расчетных случаев (рис. 7). Расчеты выполнены в статической постановке, что соответствует представлениям о ледовых нагрузках при сжатиях.

Результаты расчетов показывают, что во всех рассмотренных случаях напряжения в бортовом наборе превышают напряжения в наружной обшивке. Отсюда можно сделать вывод, что чувствительность датчиков, размещенных на поясках холостого набора, будет выше, чем у датчиков, размещенных на наружной обшивке.

В 1-м расчетном случае максимальные эквивалентные напряжения возникают на полке холостого шпангоута, примерно посередине пролета (рис. 8).

Во 2-м, 3-м и 4-м расчетных случаях максимальные эквивалентные напряжения возникают в стенках бимсов платформ и ребер жесткости бортового стрингера, в районах их крепления к кницам холостых шпангоутов. В 5-м расчетном случае максимальные эквивалентные напряжения возникают в кницах холостых шпангоутов в районе их крепления к настилу второго дна.

Следует отметить, что изменения напряжений на свободном пояске шпангоута носят плавный характер (см. рис. 8). В связи с этим возможные небольшие ошибки в координатах при монтаже датчика деформации не приведут к значимой погрешности измерений. В отличие от свободного пояска шпангоутов, максимальные напряжения

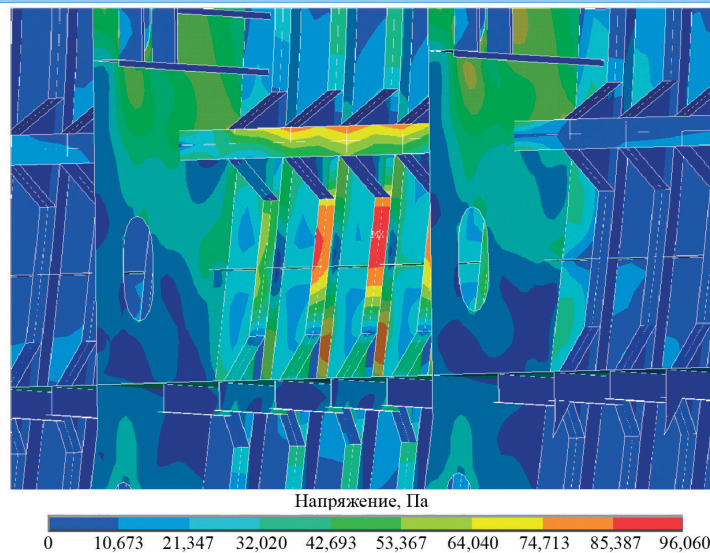


Рис. 8. Расположение точек с максимальными эквивалентными напряжениями по фон Мизесу (Па) в 1-м расчетном случае

Fig. 8. Location of points with maximum equivalent von Mises stresses (in Pa) in the 1st design case

в случаях 2–4 носят локальный характер и быстро затухают при удалении от точки максимума. Это делает их непригодными для размещения датчиков деформации.

Таким образом, для установки датчиков деформаций выбраны полки центральных в данной рамной шпации холостых шпангоутов. Датчики устанавливаются вдоль полки шпангоута в точке, соответствующей расчетному максимуму эквивалентных напряжений.

В качестве критерия для сигнализации судоводителю приняты максимальные эквивалентные напряжения в элементах конструкции. Эти напряжения определяются расчетным путем, как произведение напряжений в датчиках деформаций на коэффициент пропорциональности между напряжением в датчике и максимальным напряжением. Эти коэффициенты также были определены в результате конечно-элементного анализа.

Поскольку задача решалась в линейной постановке, давления отказа были определены из значений максимальных эквивалентных напряжений и предела текучести материала связи, в которой эти напряжения возникают.

Результатом расчета стали максимальные эквивалентные напряжения в наружной обшивке и в бортовом наборе, продольные напряжения в пояске шпангоута при единичном давлении, максимальные эквивалентные напряжения в конструкции перекрытия при единичном давлении, величина коэффициента максимальных напряжений, а также значения давления отказа.

Расположение датчиков на корпусе ЛСП

Количество датчиков было определено с учетом ограничений возможностей обработки сигналов 8-канальных анализаторов ASTRO A313. Всего в составе системы предусматривается 20 датчиков температуры A513, 148 одноосевых датчиков деформации A521 и 16 трехосевых датчиков деформации A527. Схема размещения датчиков показана на рис. 9.

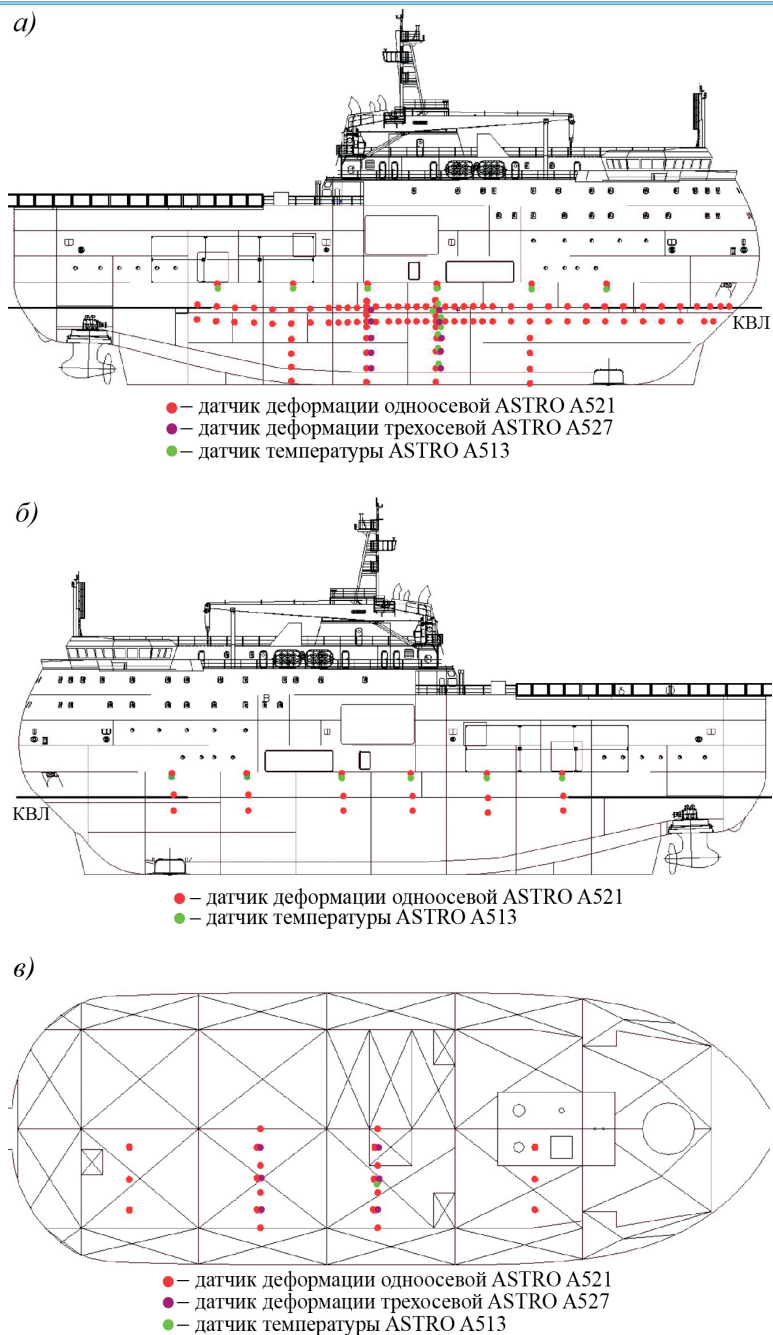


Рис. 9. Схема размещения датчиков подсистемы контроля напряженно-деформированного состояния корпуса: а) — правый борт; б) — левый борт; в) — днище

Fig. 9. Location of sensors for monitoring the stress-strain state of the hull: а) — starboard; б) — port side; в) — bottom

Одноосевые датчики типа А521 располагаются на наборе корпуса, в точках, определенных с помощью конечно-элементного анализа, в которых отчетливо выделяется характерное направление деформации. Под верхней палубой размещаются одноосные датчики, предназначенные для определения деформации корпуса, возникающей вследствие температурного воздействия окружающей среды. Их расположение выбрано таким образом, чтобы на них не оказывалось воздействие льда. На левом борту установлено 18 датчиков типа А521, на правом борту — 124, из которых 20 располагаются на днище.

Трехосевые датчики типа А527 располагаются на наружной обшивке, для измерения компонент плоского напряженно-деформированного состояния. Для оценки соотношения напряженно-деформированного состояния набора и обшивки датчики располагаются вблизи от шпангоутов, оснащенных одноосными датчиками деформации. Все 16 датчиков типа А527 установлены с правого борта (6 из них расположены на днище).

Температурные датчики типа А513 располагаются на наружной обшивке вблизи датчиков деформации, размещенных под верхней палубой, а также в плоскости сечения шпангоута 55½. На левом борту установлено 6 датчиков типа А513, на правом — 14, из которых 1 расположен на днище.

ОБСУЖДЕНИЕ

Установка СМЛН на ледостойкой самодвижущейся платформе позволит существенно повысить безопасность ее эксплуатации в условиях длительного дрейфа. Авторы полагают, что СМЛН станет важным инструментом в руках судоводителя и существенно дополнит «Наставление по эксплуатации в полярных водах (НЭПВ)» для ЛСП. Оснащение ЛСП такой системой мониторинга придает корпусу платформы функции измерительного инструмента для широкого спектра исследований. Использование СМЛН ЛСП в условиях дрейфа во льдах позволит проводить уникальные измерения для изучения процессов взаимодействия морских объектов со льдом. В этом случае будут получены данные не только об отклике конструкции корпуса на ледовые воздействия, но и параметры состояния окружающей среды, в том числе ледяного покрова. Это позволит в дальнейшем решать задачи по изучению механики деформации и разрушения морских льдов при взаимодействии с инженерным оборудованием и природными объектами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ледостойкая самодвижущаяся платформа «Северный полюс» является новым объектом не только для отечественного, но и для мирового судостроения, уникальным по назначению, принципам эксплуатации и конструктивным решениям. Эти особенности потребовали разработки не менее уникальной системы мониторинга ледовых нагрузок. Научная новизна состояла в разработке самого процесса формирования архитектуры системы. Этот процесс описывается в статье, начиная с формулирования задач, стоящих перед системой, анализа конструктивных и эксплуатационных особенностей ЛСП, анализа ледовых условий ее эксплуатации и, соответственно, определения преобладающего сценария взаимодействия ЛСП со льдом. После подбора основных технических средств, с учетом их технических возможностей, разработана архитектура системы. На основании конечно-элементного анализа определены точки размещения датчиков деформации — основных элементов разрабатываемой системы.

СМЛН будет являться основной системой обеспечения безопасной эксплуатации ЛСП в ледовых условиях. Кроме того, СМЛН позволяет использовать корпус ЛСП в качестве измерительного инструмента для натурного изучения механики деформации и разрушения морских льдов. Разработка технических требований к СМЛН для ЛСП была выполнена в отделе ледовых качеств судов ААНИИ. Процесс разработки технических требований включал в себя:

- анализ эксплуатационных ледовых условий ЛСП;
- определение сценариев взаимодействия льда с корпусом ЛСП;
- постановку задач для СМЛН;
- разработку архитектуры СМЛН;
- конечно-элементный анализ напряженно-деформированного состояния корпуса ЛСП;
- разработку требований к размещению датчиков на конструкциях корпуса ЛСП;
- определение типа и количества датчиков, входящих в СМЛН.

СМЛН позволит существенно повысить безопасность эксплуатации ЛСП в условиях длительного дрейфа. СМЛН придает корпусу платформы функции измерительного инструмента для исследований механики деформации и разрушения морских льдов при взаимодействии с инженерным сооружениями.

Разработанная СМЛН является уникальной в силу специфики назначения и условий эксплуатации ЛСП и позволит проводить комплексные исследования механики деформации и разрушения морских льдов при взаимодействии с инженерным сооружениями.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Финансирование. Работа выполнена в рамках договора с ООО «НТИ».

Благодарности. Авторы выражают благодарность специалистам АО КБ «Вымпел» (Нижний Новгород), АО «ОСК-Технологии» (Санкт-Петербург) и ООО «НТИ» (Санкт-Петербург), принимавшим участие в проектировании системы мониторинга ледовых нагрузок. Авторы также благодарны Роману Сергеевичу Мудрику, выполнившему большой объем конечно-элементных расчетов.

Competing interests. The authors have no competing interests.

Funding. This work was carried out under the agreement with NTI LLC.

Acknowledgments. The authors are grateful to JSC DO Vypel (Nizhny Novgorod), OSK-Technologies (St. Petersburg), NTI LLC (St. Petersburg). The authors would also like to thank Roman Mudrik, who performed a large volume of finite element calculations.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Макаров А.С., Лихоманов В.А., Соколов, В.Т., Чернов А.В., Половинкин В.Н., Тимофеев О.Я., Могутин Ю.Б., Симонов Ю.А. Концептуальные принципы создания полярной дрейфующей исследовательской платформы // Арктика: экология и экономика. 2018. № 3 (31). С. 65–75.
2. Максимова П.В., Крутина Н.А., Лихоманов В.А., Чернов А.В., Свистунов И.А. Системы мониторинга ледовых нагрузок для судов и инженерных сооружений: К вопросу о создании системы мониторинга состояния объекта // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 2. С. 101–112.
3. Makarov A.S., Maksimova P.V., Likhomanov V.A., Sokolov V.T., Frolov, I.Ye., Chernov A.V., Svistunov I.A., Savitskaya A.V. Perspectives of using a drifting ice-resistant platform of the “North Pole” type, which is under construction, as a multifunctional research complex in the Arctic // Proceedings of the 25th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June

9–13, 2019, Delft, The Netherlands. URL: <http://poac.com/Papers/2019/pdf/POAC19-123.pdf> (дата обращения 16.06.2020).

4. Бородачев В.Е. Льды Карского моря. СПб.: Гидрометеиздат, 1998. 182 с.

5. Бузуев А.Я. Изменчивость ледовых условий на пути плавания // Метеорология и гидрология. 1981. № 2. С. 69–76.

6. Бузуев А.Я., Федяков В.Е. Справочное пособие для учета ледовых условий на трассах Северного морского пути. Л.: ААНИИ, 1977. 133 с.

7. Бузуев А.Я., Дубовцев В.Ф., Захаров В.Ф., Смирнов В.И. Условия плавания судов во льдах морей Северного полушария. М.: Изд. Главного управления навигации и океанографии Министерства обороны СССР, 1988. 280 с.

8. Лавров А.М. Северный морской путь. Карское море, Лаптевых и Восточно-Сибирское море. Морской сборник. 1931. № 8. С. 80–93.

9. Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 56 с.

10. Svistunov I.A., Maksimova P.V., Likhomanov V.A., Chernov A.V., Krupina N.A. Experimental-analytical study of the platform “North Pole” stability under the conditions of intensive ice pressures // Proceedings of the 25th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 9–13, 2019, Delft, The Netherlands. URL: <http://poac.com/Papers/2019/pdf/POAC19-124.pdf> (дата обращения 27.06.2020).

11. Свистунов И.А. Определение кренящего момента, действующего при ледовом сжатии на ледостойкую самоходную платформу «Северный полюс» методом модельных испытаний // Арктика: экология и экономика. 2019. № 3 (35). С. 97–106.

12. Максимова П.В., Чернов А.В., Лихоманов В.А., Крупина Н.А., Лихоманов В.А. Исследование реакций корпусных конструкций НЭС «Академик Трёшников» на ледовые воздействия в рамках первого этапа экспедиции «Трансарктика-2019» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. № 66 (1). С. 82–101.

13. Удд Э. Волоконно-оптические датчики: Вводный курс для инженеров и научных работников. М.: Техносфера, 2008. 518 с.

14. Blanchet D., DeFranco S.J. Global first-year ice loads: scale effect and non-simultaneous failure // Proceedings of the 13th International Symposium on Ice (IAHR). Beijing, China, August 27–30, 1996. P. 203–211.

15. Løset S., Shkhinek K., Uvarova E. An overview of the influence of structure width and ice thickness on the global load // Proceedings of the 15th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, POAC’99. Espoo, Finland, August 23–27, 1999. P. 425–434.

16. Wright B.D. Insights from Molikpaq ice loading data // Report of the LOLEIF Project. NTNU, Department of Structural Engineering, Trondheim, Norway. 1998. 45 p.

17. Смирнов В.Н., Ковалев С.М., Ньюбом А.А. Автоколебания в дрейфующем ледяном покрове Северного Ледовитого океана // Океанологические исследования. 2019. Т. 47. № 3. С. 122–138.

REFERENCES

1. Makarov A.S., Likhomanov V.A., Sokolov V.T., Chernov A.V., Polovinkin V.N., Timofeev O.Ya., Mogutin Yu.B., Simonov Yu.A. Conceptual principles for creation of the drifting polar research platform. *Arktika: ekologiya i ekonomika*. Arctic: ecology and economy. 2018, 3 (31): 65–75. [In Russian].
2. Maksimova P.V., Krupina N.A., Likhomanov V.A., Chernov A.V., Svistunov I.A. Ice loads monitoring systems for ships and engineering structures. On the problem of creating an object state monitoring system. *Problemy Arktiki i Antarkтики*. Problems of Arctic and Antarctic. 2016, 2: 101–112. [In Russian].

3. Makarov A.S., Maksimova P.V., Likhomanov V.A., Sokolov V.T., Frolov, I.Ye., Chernov A.V., Svistunov I.A., Savitskaya A.V. Perspectives of using a drifting ice-resistant platform of the “North Pole” type, which is under construction, as a multifunctional research complex in the Arctic. Proceedings of the 25th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 9–13, 2019, Delft, The Netherlands. Available at: <http://poac.com/Papers/2019/pdf/POAC19-123.pdf>. (accessed 16.06.2020).
4. Borodachev V.E. *L'dy Karskogo moria*. The Kara Sea ice. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 1998: 182 p. [In Russian].
5. Buzuev A.Ia., Fediakov V.E. Variability of ice conditions on the way of navigation. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and hydrology. 1981, 2: 69–76. [In Russian].
6. Buzuev A.Ia. *Spravochnoe posobie dlia ucheta ledovykh uslovii na trassakh Severnogo morskogo puti*. Reference guide for accounting for ice conditions on the Northern sea route. Leningrad: AANII, 1977: 133 p. [In Russian].
7. Buzuev A.Ia., Dubovtsev V.F., Zakharov V.F., Smirnov V.I. *Usloviia plavaniia sudov vo l'dakh morei Severnogo polushariia*. Conditions of navigation of vessels in the ice seas of the Northern hemisphere. Moscow: Izd. Glavnogo upravleniia navigatsii i okeanografii Ministerstva oborony SSSR, 1988: 280 p. [In Russian].
8. Lavrov A.M. Northern sea route. Kara sea, Laptev sea and East Siberian sea. *Morskoi sbornik*. Marine collection. 1931. 8: 80–93. [In Russian].
9. *Mezhdunarodnaia simvolika dlia morskikh ledovykh kart i nomenklatura morskikh l'dov*. International symbols for sea ice maps and nomenclature of sea. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984: 56 p. [In Russian].
10. Svistunov I.A., Maksimova P.V., Likhomanov V.A., Chernov A.V., Krupina N.A. Experimental-analytical study of the platform “North Pole” stability under the conditions of intensive ice pressures. Proceedings of the 25th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 9–13, 2019, Delft, The Netherlands. Available at: <http://poac.com/Papers/2019/pdf/POAC19-124.pdf>. (accessed 27.06.2020).
11. Svistunov I.A. Determination of the heeling moment acting during ice compression on the ice-resistant self-propelled platform “North Pole” by the method of model tests. *Arktika: ekologiya i ekonomika*. Arctic: ecology and economy. 2019, 3 (35): 97–106. [In Russian].
12. Maksimova P.V., Chernov A.V., Likhomanov V.A., Krupina N.A., Likhomanov V.A. Research of R/V “Akademik Tryoshnikov” hull structures response to ice actions during the first stage of the expedition “Transarktika-2019”. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (1): 82–101. [In Russian].
13. Udd E. *Volokonno-opticheskie datchiki. Vvodnyi kurs dlia inzhenerov i nauchnykh rabotnikov*. Fiber Optic Sensors: An Introduction for Engineers and Scientists. Moscow: Tekhnosfera, 2008: 518 p. [In Russian].
14. Blanchet D., DeFranco S.J. Global first-year ice loads: scale effect and non-simultaneous failure. Proceedings of the 13th International Symposium on Ice (IHAR), Beijing, China, August 27–30, 1996: 203–211.
15. Løset S., Shkhinek K., Uvarova E. An overview of the influence of structure width and ice thickness on the global load. Proc. of the 15th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, POAC'99, Espoo, Finland, August 23–27, 1999: 425–434.
16. Wright B.D. Insights from Molikpaq ice loading data. Report of the LOLEIF Project. Norwegian University of Science and Technology, Trondheim. Norway. 1998: 45 p.
17. Smirnov V.N., Kovalev S.M., Niubom A.A. Self-oscillation in the drifting ice cover of the Arctic ocean. *Okeanologicheskie issledovaniia*. Journal of Oceanological research. 2019, 47 (3): 122–138. [In Russian].

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-534-554>
УДК 550.47



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

РАННИЙ ДИАГЕНЕЗ ДОННЫХ ОСАДКОВ
ПРЕСНОВОДНЫХ ОЗЕР ОСТРОВА ВАЙГАЧ

Н.М. КОКРЯТСКАЯ¹*, В.П. ШЕВЧЕНКО², К.В. ТИТОВА¹, Е.А. ВАХРАМЕЕВА¹,
Р.А. АЛИЕВ³, В.А. ГРИГОРЬЕВ⁴, Л.А. САВЕЛЬЕВА⁴, Ф.Е. МАКСИМОВ⁴, В.Ю. КУЗНЕЦОВ^{4,5}

¹ — Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики
им. академика Н.П. Лаверова УрО РАН, Архангельск, Россия

² — Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, Москва, Россия

³ — Национальный исследовательский центр «Курчатовский институт», Москва, Россия

⁴ — Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, Россия

⁵ — Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена,
Санкт-Петербург, Россия

*nkokr@yandex.ru

Резюме

Приведены результаты комплексных исследований процессов диагенетического преобразования донных осадков пресноводных озер о. Вайгач – Талатинское и Тундровое. Установлено (по данным спорово-пыльцевого анализа), что формирование донных отложений оз. Талатинское происходило в современных климатических условиях тундры. Показано, что отсутствие закономерностей в распределении всех изучаемых параметров и невозможность определения скорости осадконакопления, обусловлены перемешиванием отложений обоих озер в ходе сезонного замерзания–оттаивания. Данные о количественных характеристиках параметров сульфатредукции (соединений восстановленной серы, форм реакционноспособного железа, органического вещества), их распределении и трансформации свидетельствуют о низкой интенсивности редокс–процессов в осадках вследствие малой доступности органического вещества для микроорганизмов и суровости среды их обитания.

Ключевые слова: Арктика, биогеохимические процессы, восстановленная сера, донные отложения, озера, органический углерод, остров Вайгач, реакционноспособное железо, скорости осадкообразования, спорово-пыльцевой анализ.

Для цитирования: Кокрятская Н.М., Шевченко В.П., Титова К.В., Вахрамеева Е.А., Алиев Р.А., Григорьев В.А., Савельева Л.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. Ранний диагенез донных осадков пресноводных озер острова Вайгач // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 4. С. 534–554. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-534-554>.

Поступила 06.07.2020

После переработки 04.09.2020

Принята 09.09.2020

EARLY DIAGENESIS OF BOTTOM SEDIMENTS OF FRESHWATER LAKES OF THE VAYGACH ISLAND

NATALIA M. KOKRYATSKAYA^{1*}, VLADIMIR P. SHEVCHENKO², KSENIA V. TITOVA¹,
ELENA A. VAKHRAMEEVA¹, RAMIZ A. ALIEV³, VASILY A. GRIGORIEV⁴,
LARISA A. SAVELIEVA⁴, FEDOR E. MAKSIMOV⁴, VLADISLAV YU. KUZNETSOV^{4, 5}

¹ — N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research of the Ural Branch
of the Russian Academy of Sciences, Arkhangelsk, Russia

² — Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

³ — National Research Center «Kurchatov Institute», Moscow, Russia

⁴ — Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

⁵ — Herzen State Pedagogical University of Russia, St Petersburg, Russia

*nkokr@yandex.ru

Summary

The paper presents results of studying the diagenetic transformation of bottom sediments from two freshwater lakes — Talatinskoe and Tundrovoe — in the Vaigach Island. The study of biogeochemical processes in the conditions of present-day climate instability is especially important for Arctic water ecosystems, since their environmental sustainability is extremely low, and the effects of global warming are most significant. According to available climate forecasts, the Vaigach Island is located in the zone of maximum changes in natural complexes. The lake-river systems of the island are unique island geosystems, but to date they are poorly understood.

Our aim was to carry out comprehensive research on the biogeochemical processes of the sulfur cycle as the geochemical aspect of the bacterial sulfate reduction process, which involves the conjugation of the cycles of carbon, sulfur and iron, participating in redox processes that play an important role in sedimentation and early diagenesis. In order to achieve this goal, a multi-method (hydrochemical, geochemical, etc.) approach was developed using standard generally approved laboratory practices adapted to the study goals.

Based on the pollen data, it was found that the formation of the bottom sediments of Lake Talatinskoe occurred in the current climatic conditions of the tundra. The data on the distribution of grain size fractions allow us to conclude that the sediment sequences of both lakes undergo regular destruction and mixing during seasonal freezing-thawing. This was reflected in the random distribution of all the parameters studied and in the impossibility of determining the sedimentation rate. The data obtained on the quantitative characteristics of sulfate reduction parameters (reduced compounds, forms of reactive iron, the amount of organic matter and its qualitative composition), their distribution and transformation indicate a low intensity of redox processes in precipitation. The most likely reason for this is the high degree of humification of the terrigenous organic matter and the low temperatures of the microorganisms' habitat.

Keywords: biogeochemical processes, bottom sediments, lakes, organic carbon, reactive iron, reduced sulfur, sedimentation rates, pollen stratigraphy, the Arctic, Vaygach Island.

For Citation: Kokryatskaya N.M., Shevchenko V.P., Titova K.V., Vakhrameeva E.A., Aliev R.A., Grigoriev V.A., Savelieva L.A., Maksimov F.E., Kuznetsov V.Yu. Early diagenesis of bottom sediments of freshwater lakes of the Vaygach island. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (4): 534–554. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-534-554>.

Received 06.07.2020

Revised 04.09.2020

Accepted 09.09.2020

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования биогеохимических процессов, протекающих в водоемах субарктического и арктического регионов, определяется прежде всего нестабильностью их экологического состояния, особенно в условиях современных

изменений климата [1]. Динамика природных процессов последних десятилетий свидетельствует об изменении климата [2], последствия которого затрагивают все природные и антропогенные системы Земли. Особые опасения вызывают изменения в Арктике, где естественная устойчивость экосистем низка, а возможное повышение температур может достигнуть 4–6 °C [3, 4].

В течение тысяч лет арктическая тундра накапливала органическое вещество, являясь стоком углерода для атмосферы [5]. Потепление в высоких широтах способствует уменьшению продолжительности снежного покрова и таянию многолетнемерзлых пород в целом, при этом законсервированное в криолитозоне органическое вещество (ОВ) начинает поступать в глобальный кругооборот, воздействуя на локальные и региональные биогеохимических циклы химических элементов, что актуализирует исследование биогеохимических процессов, протекающих в водных экосистемах субарктических и арктических регионов.

Остров Вайгач является небольшой изолированной типично арктической территорией, которая попадает в зону максимальных изменений природных комплексов, согласно имеющимся климатическим прогнозам [6, 7]. Остров Вайгач расположен на границе между Баренцевым и Карским морями. От материка он отделен проливом Югорский Шар, а от Новой Земли — проливом Карские Ворота. Площадь острова составляет 3,4 тыс. км². В рельефе острова выделяются прибрежная равнина, окаймляющая в виде полосы весь остров, и грядовые возвышенности, занимающие его большую часть [8]. Высота холмов и гряд достигает 150 м (г. Болванская — 157 м). Климат острова характеризуется как морской арктический, суровый. Поскольку при годовой сумме осадков 300–350 мм количество испаряемой влаги не превышает ее поступление, климат избыточно влажный [9]. Лето холодное, с частыми морозящими дождями, положительные средние суточные температуры поддерживаются в течение 114 дней [8, 9]. Высота снежного покрова не превышает 40–50 см, с продолжительностью залегания 230–240 дней.

На острове расположено множество малых рек и коротких речек, которые длительное время покрыты льдом, а зимой промерзают до дна [9]. Многолетняя мерзлота характеризуется сплошным распространением. Мощность мерзлых толщ возрастает от 15 м в прибрежной зоне до 180 м в центральной зоне острова. Мерзлые породы подстилаются мощной, до 100–150 м, пачкой охлажденных пород с минерализованными водами. На поверхности многолетнемерзлых пород формируется активный слой ежегодного сезонного замерзания–оттаивания. Глубина сезонного протаивания на острове Вайгач составляет 0,2–0,3 м в торфе и достигает максимума 1,5–1,7 м в песках.

На о. Вайгач находится более 4000 озер, различающихся по размерам, морфометрии и генезису. Однако до настоящего времени эти озера изучены слабо — почти нет сведений об их водном балансе и водообмене, внутриводоемных процессах и трофности. Совершенно отсутствуют сведения о процессах, происходящих в донных осадках (ДО) водоемов острова.

Озерно-речные системы о. Вайгач, представляющие собой уникальные островные геосистемы, должны рассматриваться как природное наследие России и остро нуждаются во всестороннем изучении. Это очень важно еще и потому, что в последнее время появились сведения о высыхании арктических озер, которые являются чувствительными индикаторами климатических изменений [8].

Озеро Талатинское, одно из крупнейших на острове (максимальные длина и ширина — 2,2 и 1,6 км соответственно; площадь 1,3 км², водосборная площадь 49,5 км²), является мелким водоемом (в среднем глубина не превышает 1 м), относится к бассейну р. Талата-Карская (водосборный бассейн Карского моря) и находится на территории государственного регионального комплексного Природного заповедника Вайгач. Озеро расположено в пределах Вайгачского хребта, протянувшегося вдоль восточного побережья острова, и считается «высокогорным» — урез воды находится на высоте 87 м над уровнем моря. Водосбор заболочен, что характерно для бассейна верхнего и среднего течения р. Талата-Карская [10]. Озеро расположено на пологохолмистой равнине, сформированной на рыхлом покрове четвертичных отложений, и относится к термокарстовым [9]. На этой территории преобладают кочкарные редкоивняковые осоково-моховые тундры на перегнойно-глееземных почвах. Озеро имеет ярко выраженное атмосферно-снеговое питание. В водном балансе озера преобладает поверхностный сток во время интенсивного таяния снега весной и в начале лета. Безледный период длится 2,5–3 месяца с начала июля до конца сентября.

Известно, что донные осадки озер являются природным архивом, содержащим информацию об изменениях природной среды [11–14]. Важное значение при изучении ДО имеет выявление закономерностей протекания биогеохимических процессов таких геохимически подвижных элементов, как углерод, сера и железо. Органическое вещество, поступающее в водоем из различных источников, трансформируясь в ходе седиментации, концентрируется в донных осадках, где происходит его аэробная минерализация. Позже, по мере накопления донных осадков, аэробные условия сменяются на анаэробные (восстановительный диагенез). На этом этапе ОВ участвует в формировании осадочных пород. При этом происходит изменение форм химических элементов и формируется новый аутигенный комплекс железа [15–18].

Одним из важнейших процессов анаэробной минерализации органического вещества является сульфатредукция — восстановление микроорганизмами сульфатов до сероводорода [15]. Это окислительно-восстановительный процесс, в котором сульфат используется в качестве конечного акцептора электронов при окислении органических веществ или водорода. В результате энергия органического вещества, законсервированная в анаэробной зоне водоема, мобилизуется, переносится в аэробную зону и вновь включается в продукционный процесс [15]. В ходе этого процесса происходит взаимодействие углерода, серы, железа и многих других элементов, участвующих в редокс-процессах, играющих важную роль в процессах седиментации и раннего диагенеза [16–20]. Среди многих факторов, влияющих на процесс сульфатредукции и, как следствие, на характер накопления соединений восстановленной серы, в которые трансформируется образующийся сероводород, можно выделить следующие: содержание сульфатов (акцепторы электронов), скорость осадконакопления, количество и качество органического вещества (доноры электронов), активность микробного сообщества, содержание реакционноспособных форм железа, т. к. железо может связывать образующий сероводород, что приводит к образованию и накоплению сульфидных форм серы в донных осадках, и др. Все эти факторы определяются не только естественными причинами, но и антропогенной нагрузкой. В связи с этим актуальной задачей является изучение геохимического проявления сульфатредукции, а именно, накопления соединений восстановленной

серы — производных бактериального сероводорода, их взаимосвязи с реакционноспособным железом, количеством органического вещества и его качественным составом.

Целью настоящей работы является выявление в донных осадках озер о. Вайгач параметров процесса сульфатредукции в совокупности с данными о гранулометрическом составе донных отложений, их элементном составе, скорости осадконакопления, условиях образования.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Пробы донных осадков для исследования отобраны в августе 2010 г. в ходе Северной комплексной экспедиции Института экологических проблем Севера УрО РАН.

В оз. Талатинское керн донных отложений для исследования отобран в точке с координатами $70^{\circ}13,3''$ с. ш., $59^{\circ}13,4'$ в. д. Рядом с оз. Талатинское, но видимых связей с ним не имеющее, чуть выше на небольшом склоне находится маленькое (длина и ширина не более 10–15 м) термокарстовое озерко глубиной около 1 м, названное нами Тундровым. В нем отобраны пробы в точке с координатами $70^{\circ}13,3'$ с. ш., $59^{\circ}12,1'$ в. д.

Пробы в обоих водоемах отбирались на середине акватории (рис. 1) проботорборником гравитационного типа с вакуумным клапаном на глубине 0,9–1,0 м. Мощность отобранных колонок ограничивалась толщиной оттаявшего слоя донных отложений и составила 23 и 18 см соответственно для оз. Талатинское и Тундровое. Сразу после отбора керны были разделены на слои и в виде образцов герметично упакованы в пластиковые пакеты.

Гранулометрический состав донных осадков был определен по методике [22] в лаборатории экоаналитических исследований ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН, потери при прокаливании согласно [23].

Для оценки скорости осадконакопления был применен метод неравновесного ^{210}Pb [24]. Определение содержания ^{210}Pb в отдельных слоях керна донных осадков производилось альфа-спектрометрически по удельной активности ^{210}Po , выделенного из проб с использованием двух независимых аналитических методик — возгонки в вакууме с последующим осаждением на медном диске [25] в 2012 г. (анализ вы-



Рис. 1. Точки отбора проб донных отложений в изученных озерах на о. Вайгач

Fig. 1. Sediment sampling points in the Vaigach Island lakes studied

полнен в Радиовом институте им. В.Г. Хлопина, Санкт-Петербург) и с применением современной методики полного растворения пробы с последующим селективным выделением из раствора на никелевом диске [26, 27] в 2016 г. (анализ выполнен в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана, СПбГУ).

Активность ^{137}Cs определяли (на химическом факультете МГУ им. М.В. Ломоносова) гамма-спектрометрически по линии 661,6 кэВ с помощью спектрометра с коаксиальным полупроводниковым детектором из сверхчистого германия GR 3818 (Canberra). Калибровку проводили по интеркалибровочному препарату МАРЕР 97 S 4 4 [28].

Методом спорово-пыльцевого анализа в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана (СПбГУ) изучено 7 образцов из толщи озерных отложений оз. Талатинское. Предварительная подготовка проб выполнена по стандартной методике [29]. Вес сухой пробы составлял порядка 6 г.

Содержание Al, Si и P было определено фотометрическим методом [30] в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН.

Количественные характеристики параметров процесса сульфатредукции получены в лаборатории экоаналитических исследований ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН. Общий и органический углерод/азот определяли на CHN-анализаторе фирмы «Хьюлетт Паккард» методом сухого сжигания с последующим газохроматографическим разделением продуктов пиролиза [31]. Определение содержания гуминовых веществ (ГВ) проводили после извлечения их из высушенного и тонко растертого осадка раствором 0,5 %-ной NaOH [32]. Разделение щелочного раствора осуществлялось при его подкислении: гуминовые кислоты (ГК) в этих условиях выпадают в осадок, а в надосадочной жидкости остаются фульвовые кислоты (ФК). Отметим, что в кислом растворе помимо ФК находятся и индивидуальные органические вещества. Количество ГК и ФК оценивалось по содержанию органического углерода (дихроматное окисление со спектрофотометрическим окончанием) [32]. Реакционноспособное железо извлекали из осадка натуральной влажности экстракцией 3,5 N H_2SO_4 , затем из аликвоты полученного раствора определяли трехвалентное железо йодометрическим титрованием; двухвалентное — из другой аликвоты дихроматным методом [33]. Различные формы серы определяли методом систематического фазового анализа [34], позволяющего определять их из одной пробы осадка.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Гидрохимические исследования

При проведении экспедиционных работ на о. Вайгач в августе 2010 г. в ходе Северной комплексной экспедиции Института экологических проблем Севера УрО РАН в оз. Талатинское равномерно по его акватории были отобраны пробы воды, для которых выполнен ряд гидрохимических исследований [21]. Показано, что для вод оз. Талатинское в период проведения полевых работ наблюдались повышенные величины pH — от 7,50 до 7,90 (в среднем 7,79, количество определений $n = 14$), обусловленные, скорее всего, влиянием карбонатных подстилающих пород. Однако сдвиг pH в щелочную сторону, кроме того, может быть связан и с жизнедеятельностью населяющих озеро организмов в прогретых летом и насыщенных кислородом

водах. Биогенные вещества, стимулирующие развитие первичных продуцентов, могли попасть в озеро также и с птичьими экскрементами, наличие которых визуально отмечалось участниками экспедиции. Величина электропроводности (максимально 277 мкСм/см) и сумма основных ионов (без гидрокарбонатов), равная 103,6 мг/л, свидетельствуют о невысокой минерализации озерных вод; среди катионов преобладает кальций (в среднем 38,3 мг/л), количества которого близки к имеющимся данным для пресных вод острова — 20,4–47,9 мг/л [9].

Содержание сульфатных ионов составляло в среднем 31,7 мг/л (от 28,3 до 36,1 мг/л), что несколько выше данных из работы [9] — 22,2 мг/л, так же, как и содержание хлорид-ионов — 13,9 и 6,8 мг/л соответственно. Содержание хлорид-ионов в водах оз. Талатинское относительно невелико, сопоставимо с данными для пресных вод, приведенных в работе [8], — 5–30 мг/л. Это свидетельствует о незначительном влиянии морского аэрозоля в формировании солевого состава вод оз. Талатинское.

Гранулометрический состав

Донные осадки обоих озер представляют собой довольно плотные глинистые илы коричневатого-серого цвета с влажностью для оз. Тундровое от 20,0 до 25,7 % (22,0 % в среднем), для оз. Талатинское — от 27,8 до 41,3 % (34,6 % в среднем). По мере углубления в толщу отложений их влажность уменьшается незначительно.

Гранулометрический состав донных отложений озерных экосистем является одним из основных параметров, характеризующих типы осадков, а также дает возможность судить о механизме процесса седиментации и динамике водной среды [35]. По данным гранулометрического анализа образцов донных отложений обоих изученных озер преобладают пелито-алевритовые фракции с содержанием алеврита до 63,49 % (оз. Талатинское) и 54,17 % (оз. Тундровое). Основное различие между ними заключается в содержании грубодисперсной фракции — песка, количество которого составляет в среднем 0,25 % в оз. Талатинское и 17,38 % в оз. Тундровое (рис. 2).

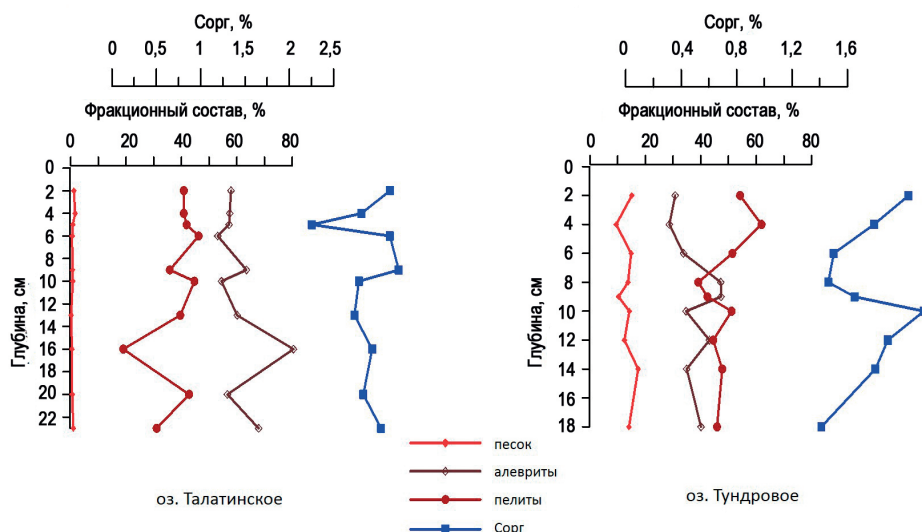


Рис. 2. Распределение гранулометрических фракций донных осадков озер о. Вайгач

Fig. 2. Distribution of granulometric fractions of the bottom sediments of the Vaigach Island lakes

Определение скорости осадконакопления

Авторами были предприняты попытки оценить скорость осадконакопления для донных осадков оз. Талатинское. Экспоненциального снижения удельной активности ^{210}Pb от поверхности в глубь толщи осадков, которое может свидетельствовать о правомерности применения метода неравновесного ^{210}Pb для определения скорости осадконакопления, не наблюдается (табл. 1), что, скорее

Таблица 1

Содержание ^{210}Pb в отдельных слоях разреза донных отложений (оз. Талатинское, о. Вайгач)

Table 1

The ^{210}Pb content in layers along the bottom sediment' sequence (Lake Talatinskoe, the Vaigach Island)

Слой, см	Содержание ^{210}Pb , Бк/кг (08.2012)*	Содержание ^{210}Pb , Бк/кг (03.2016)**
0–1	25,7±1,8	56,10±3,61
1–2	24,9±1,5	57,96±3,41
2–3	32,0±2,7	49,35±3,65
4–5	20,4±1,0	—
5–6	29,0±1,8	—
6–7	—	68,73±4,12
7–8	33,2±1,5	—
8–9	37,7±2,6	—
9–10	27,0±1,2	55,28±2,31

Примечания: * — результаты получены В.Н. Струковым по радиохимической методике (1), Радиевый институт им. В.Г. Хлопина (август 2012 г.); ** — результаты получены В.А. Григорьевым по радиохимической методике (2), Санкт-Петербургский государственный университет (март 2016 г.); «—» — нет данных

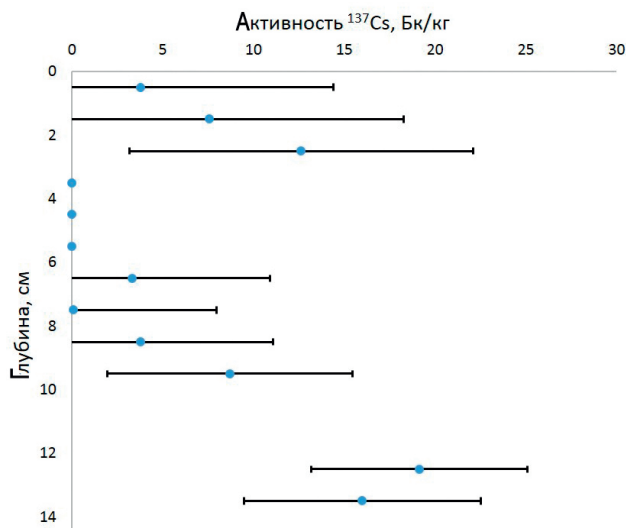


Рис. 3. Распределение активности ^{137}Cs в донных осадках оз. Талатинское по глубине

Fig. 3. Vertical distribution of ^{137}Cs activity in the bottom sediments of Lake Talatinskoe

всего, является следствием перемешивания слоев донных отложений этого водоема. Пониженные значения удельной активности этого изотопа в образцах, анализированных по методике 2012 г., предполагает возможную неполноту выделения ^{210}Po из проб, в отличие от методики 2016 г., предполагающей определение всего содержания этого изотопа (и равновесного с ним ^{210}Pb) в образце. Тем не менее близкий характер вертикального распределения ^{210}Pb в обоих случаях свидетельствует о нарушении хронологической последовательности слоев в изученной осадочной колонке.

Относительно повышенные значения активности радионуклида ^{137}Cs , отмеченные на глубине 12–14 см в разрезе донных отложений оз. Талатинское (рис. 3), могут быть связаны с выпадением этого радионуклида из атмосферы после испытаний ядерного оружия в атмосфере в начале 1960-х гг.

Спорово-пыльцевой анализ донных отложений

Методом спорово-пыльцевого анализа изучено 7 образцов с интервалом от 1 до 7 см из верхней (0–23 см) толщи отложений оз. Талатинское. Наблюдалась высокая насыщенность препаратов пылью. В каждом образце было подсчитано от 230 до 370 зерен пыли. Кроме пыли и спор в препаратах были обнаружены остатки пресноводных зеленых водорослей *Pediastrum*, *Botryococcus*, *Zygnemataceae*, а также цисты динофлагеллят и углистые частицы.

В полученных спорово-пыльцевых спектрах пыльца древесно-кустарниковой группы и трав представлена в равных количествах. Доминирует пыльца *Betula sect. Nanae* (20–30 %), *Cyperaceae* (8–26 %) и *Poaceae* (10–30 %). В небольшом количестве присутствует пыльца *Pinus* (5–15 %), *Alnus fruticosa* (4–8 %), *Salix* (3–6 %) и *Picea* (1–4 %). Группа травянистых растений представлена пылью типично тундровых элементов флоры: *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Asteraceae*, *Rosaceae*, *Ranunculaceae*, *Polemonium sp.*, *Polygonum bistorta* и др. Среди споровых растений преобладают споры *Sphagnum* и *Polypodiaceae*, обнаружены единичные зерна *Lycopodium clavatum*, *Equisetum* и *Selaginella selaginoides*.

Современная растительность и флора большей части о. Вайгач относится к подзоне арктических тундр, и только южная его оконечность — к подзоне северных гипоарктических тундр [36, 37]. Во флоре преобладают такие семейства, как *Poaceae*, *Asteraceae*, *Cyperaceae*, *Brassicaceae*, *Caryophyllaceae*, *Ranunculaceae*, *Saxifragaceae* и *Rosaceae* [37]. Кроме того, в списке видового состава сосудистых растений острова зафиксировано 10 видов рода *Salix* и *Betula nana* [37].

В целом полученные фоссильные спорово-пыльцевые спектры отражают состав современной растительности, в них представлена пыльца основных представителей тундровой флоры острова. Исключение составляет пыльца таких древесных пород, как сосна, ель, береза и ольха, которая является дальнезаносной.

Таким образом, согласно результатам спорово-пыльцевого анализа, формирование донных отложений оз. Талатинское происходило в современных климатических условиях тундры. Наличие пыли хвойных и спор дочетвертичного возраста (от 3 до 10 %) по всему разрезу может свидетельствовать об эрозионных процессах на прилегающей к озеру территории и поступлении в него аллохтонного материала. Присутствие пресноводных зеленых водорослей, среди которых доминируют колонии *Pediastrum* (около 20 %), указывает на относительно мелководные условия формирования изученных донных отложений.

Содержание алюминия, кремния и фосфора в донных осадках

По данным химического элементного анализа в составе донных осадков обоих изученных озер преобладает литогенный материал. Содержание Al, являющегося индикатором литогенного вещества, в ДО оз. Талатинское варьирует от 2,76 до 7,47 % (6,36 % в среднем), в оз. Тундровое — от 7,28 до 8,88 % (8,15 % в среднем), что близко к среднему содержанию Al в верхней части континентальной земной коры (8,15 %) [38]. Здесь и далее содержания даны в расчете на сухой осадок. Содержание Si в донных отложениях оз. Талатинское варьирует от 12,27 до 32,33 % (22,74 % в среднем), оз. Тундровое — от 20,03 до 26,48 % (23,0 % в среднем), а в верхней части континентальной земной коры — 31,12 % [38]. Отношение среднего содержания Si к среднему содержанию Al в ДО оз. Талатинское равно 3,58, в ДО оз. Тундровое — 2,82, а в верхней части континентальной земной коры — 3,82, что свидетельствует о литогенном источнике кремния и отсутствии значимых примесей биогенного кремнезема.

Содержание P в ДО оз. Талатинское находится в пределах от 0,03 до 0,07 % (0,06 % в среднем), оз. Тундровое — от 0,04 до 0,07 % (0,05 % в среднем). Среднее содержание P в верхней части континентальной земной коры составляет 0,066 % [38]. Отношение среднего содержания P к среднему содержанию Al в ДО оз. Талатинское равно 0,005, в ДО оз. Тундровое — 0,006, а в верхней части континентальной земной коры — 0,008, что свидетельствует об отсутствии дополнительных значимых источников фосфора в экосистеме изученных озер.

Органические углерод и азот

В изученных озерах в общем содержании углерода в ДО преобладает органическая составляющая ($C_{орг}$), составляющая в среднем 70–80 % от общего его содержания ($C_{общ}$). Можно отметить, что ДО оз. Талатинское более обогащены органическим веществом по сравнению с оз. Тундровое. Содержание $C_{орг}$ в ДО оз. Тала-

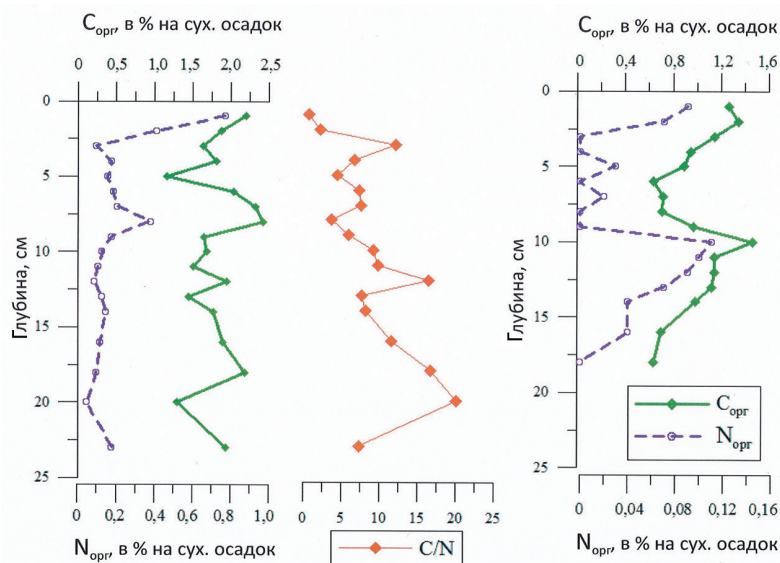


Рис. 4. Распределение органических углерода и азота в донных осадках озер о. Вайгач

Fig. 4. Distribution of organic carbon and nitrogen in the bottom sediments from the Vaigach Island lakes

тинское составляет 1,16–2,43 % (1,82 % в среднем) и 0,64–1,47 % (0,99 % в среднем) в оз. Тундровое (здесь и далее все концентрации даны в расчете на сухой осадок).

Повышенное содержание ОВ характерно для верхних слоев осадков в обоих озерах (рис. 4). В глубь по разрезу ДО в обоих озерах закономерных изменений $C_{орг}$ не выявлено. С распределением $C_{орг}$ в толще ДО хорошо согласуется вертикальный профиль органического азота ($N_{орг}$). Так, в осадках оз. Талатинское его количество максимально в самом верхнем слое отложений — 0,77–0,41 %; здесь же отмечены самые низкие значения C/N-отношения (2,9–4,6) для этой колонки. Ниже по разрезу ДО содержание азота резко снижается и практически не выходит за границы интервала 0,10–0,18 %, при среднем значении 0,15 % (величина C/N изменяется от 7 до 26, составляя в среднем 13,5). В донных отложениях оз. Тундровое содержание азота более чем на порядок меньше, чем в ДО оз. Талатинское, а его распределение по колонке ДО в целом также совпадает с распределением $C_{орг}$, причем со значимым коэффициентом корреляции ($r = 0,75$ при $n = 16$). Величина C/N-отношения (для горизонтов, где содержание азота выше предела определения прибора) изменяется от 11,5 до 36,0 при среднем значении 19,5.

Гуминовые вещества

В отложениях оз. Талатинское мощностью до 16 см было определено содержание одной из основных и наиболее устойчивых к минерализации групп соединений ОВ — гумусовых веществ (среди них только — гуминовые и фульвовые кислоты). Образование их возможно под действием микроорганизмов и абиотических факторов среды, таких как температура, влага и содержание кислорода [39].

Количество гумусовых веществ (ГК + ФК), оцененное по содержанию органического углерода, в донных осадках оз. Талатинское составляет в среднем 0,43 % или 23 % от общего содержания органического углерода (рис. 5). В среднем соотношение

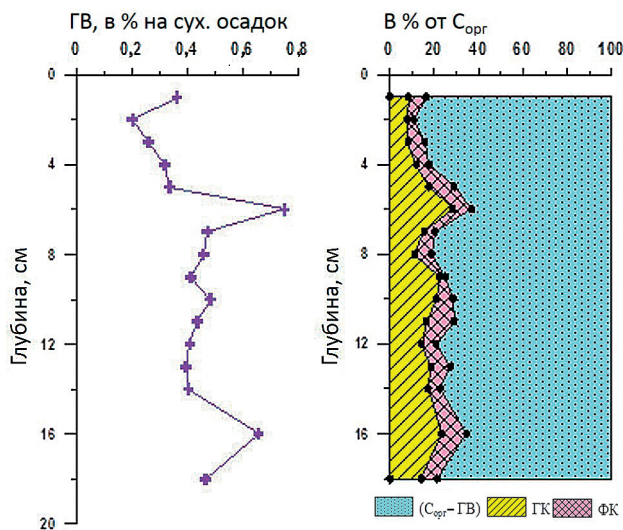


Рис. 5. Распределение гумусовых веществ и соотношение ГК и ФК в составе органического углерода в донных осадках оз. Талатинское

Fig. 5. Distribution of humic substances and the ratio of HA and FA in the composition of organic carbon in the bottom sediments of Lake Talatinskoe

ГК:ФК определяется как 0,29:0,13 (~ 2:1), что свидетельствует о доминировании гуминовых кислот над фульвовыми. При этом, как известно [32, 39], ФК могут быть как предшественниками, так и продуктами трансформации ГК и обладают большей гидрофильностью и, следовательно, большей растворимостью и миграционной способностью в жидкой фазе отложений. В распределении в ДО как гуминовых, так и фульвовых кислот явно выраженных закономерностей нами не выявлено. Однако по мере углубления в толщу ДО намечается тенденция к увеличению содержания ГК — от 0,18 % в первых до 0,35 % в последних 5 см керна соответственно. Эти результаты в совокупности с данными по C/N, значение которого увеличивается вглубь по разрезу ДО от 4 до 22, могут свидетельствовать о протекании процессов трансформации ОВ в сторону создания более устойчивых его соединений.

Сравнивая полученные данные по составу ОВ для отложений оз. Талатинское с результатами проведенных нами исследований для оз. Масельское (Каргапольский район Архангельской области) [40–42], расположенного в зоне с умеренным климатом и гумидным типом седиментогенеза, можно отметить намного меньшее в целом содержание органического углерода в ДО арктического оз. Талатинское (1,8 %) по сравнению с 9–13 % бореального оз. Масельское и меньший вклад гумусовых веществ в общее содержание $C_{\text{орг}}$ — 23 % (ДО оз. Талатинское) и 40 % (ДО оз. Масельское), а также доминирование в составе ГВ бореального водоема фульвовых кислот (67 % от ГВ).

Реакционноспособное железо

Если органическое вещество можно назвать движущей силой сульфатредукции, как и других восстановительных процессов, то реакционноспособное железо — это основной связывающий сероводород компонент ДО. С другой стороны, известно, что процесс восстановления Fe(III) значительно опережает сульфатредукцию в окислительно-восстановительных процессах диагенеза. Содержание реакционноспособного железа ($Fe_{\text{реакц}}$), т. е. наиболее подвижная в процессах диагенеза часть общего

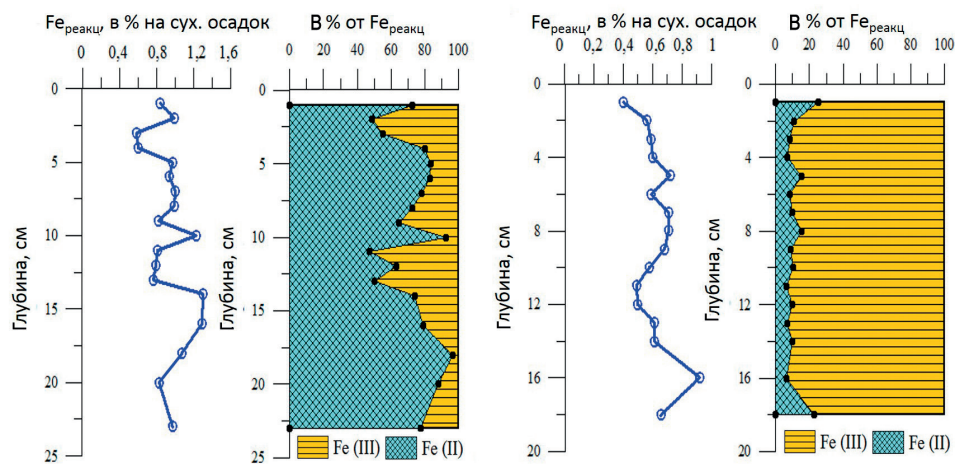


Рис. 6. Распределение форм реакционноспособного железа и их соотношение в составе $Fe_{\text{реакц}}$ в донных осадках изученных озер о. Вайгач

Fig. 6. Distribution of reactive iron forms and their ratio in the composition of Fe_{react} in bottom sediments from the Vaigach Island lakes

количества железа осадков [16, 33], не только определяет уровень накопления в ДО восстановленной серы, но по соотношению его форм можно судить о направленности протекающих в ДО редокс-процессов. Для донных отложений обоих изученных озер количество $\text{Fe}_{\text{реакц}}$ изменяется в интервале 0,40–1,30 % при среднем значении 0,79 %. Причем различия в величине этого показателя для исследованных озер не велики: для ДО оз. Талатинское — от 0,58 до 1,30 % (в среднем 0,93 %), для ДО оз. Тундровое — от 0,40 до 0,92 % (в среднем 0,62 %). Основной вклад в состав $\text{Fe}_{\text{реакц}}$ (рис. 6) по всей длине колонки оз. Талатинское вносит несulfидное Fe(II) — 62,0 % от $\text{Fe}_{\text{реакц}}$ (52,9–66,3 %); Fe(III) — 28,9 % (17,4–41,3 %). Доля железа, связанного с серой (моносulfидной в сумме с пиритной), максимальна в подповерхностном горизонте (17,5 %), при том, что в остальной части разреза ДО она изменяется в интервале 4–6 % от $\text{Fe}_{\text{реакц}}$. В ДО оз. Тундровое, напротив, преобладает Fe(III) — 88,7 % от $\text{Fe}_{\text{реакц}}$ (75,0–93,9 %), т. е. они более окислены по сравнению с осадками оз. Талатинское. Закономерных изменений в вертикальном распределении как двух-, так и трехвалентного железа для обоих озер не проявляется.

Соединения восстановленной серы

В ДО оз. Талатинское было определено содержание соединений восстановленной серы — производных бактериального сероводорода [16, 17], составляющих в сумме ($\Sigma\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$) не менее 80 % от общего количества серы (рис. 7). Соединения восстановленной серы (моносulfидная, пиритная, элементная и органическая) присутствовали в отложениях по всей исследованной глубине ДО (16 см). Это объясняется тем, что, несмотря на присутствие кислорода в придонной воде (глубина озера 1 м), внутри и на поверхности частиц органического детрита, поступающего в осадок, возникают микроочаги анаэробных условий, благоприятные для существования сульфатредуцирующих бактерий.

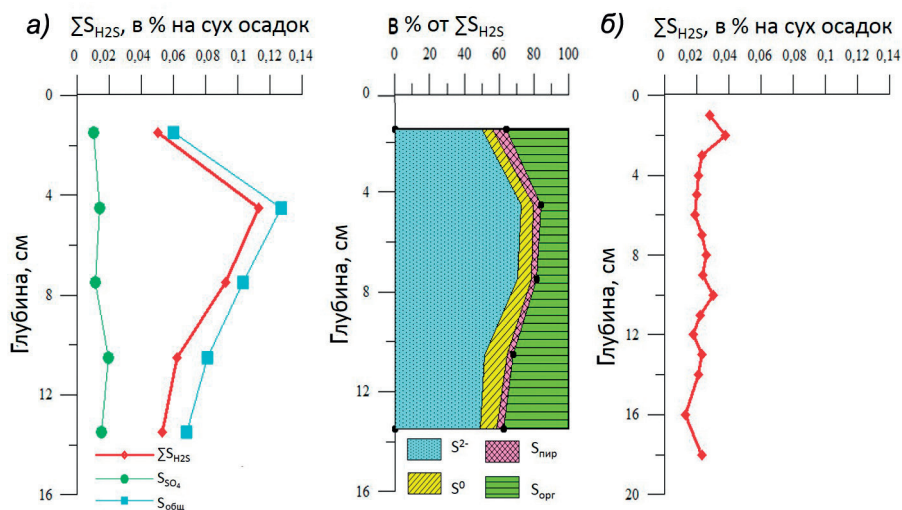


Рис. 7. Распределение различных соединений серы в донных осадках изученных озер о. Вайгач и соотношение форм серы в составе $\Sigma\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ в ДО озер Талатинское и Тундровое

Fig. 7. Distribution of various sulfur compounds in bottom sediments from the Vaigach Island lakes and the ratio of sulfur forms in the composition of $\Sigma\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ in the bottom sediments of Lake Talatinskoye and Lake Tundrovoye

Основной формой восстановленной серы в исследованных осадках (рис. 7а) являются кислоторастворимые моносουλфиды железа (S^{2-}), составляющие 50–70 % от $\sum S_{H_2S}$, или в абсолютных концентрациях 0,025–0,085 % (в среднем 0,046 %). Элементарная сера (S^0) может образовываться только в результате окисления сероводорода или сульфидов микробиологическим и/или химическим путем. Содержание ее в ДО оз. Талатинское невелико — в среднем 0,006 % (0,003–0,008 %), или 8,6 % от $\sum S_{H_2S}$ (6,0–12,9 %). Доля пиритной серы ($S_{пир}$) в составе $\sum S_{H_2S}$ составляет всего 4,5 % (3,2–8,0 %), или в абсолютных концентрациях 0,003 % (0,002–0,005 %). Известно [16], что в ДО с достаточно хорошо развитым процессом сульфатредукции пирит — основная минеральная форма накопления восстановленной серы [16, 17], а доминирование в осадках моносулфидной серы (что наблюдается в осадках оз. Талатинское) обычно характерно для осадков с низкой интенсивностью процесса сульфатредукции [16].

В исследованной колонке ДО оз. Талатинское органическая сера вносит второй по значимости вклад в $\sum S_{H_2S}$ — 28,1 % от (15,9–37,7 %) или в абсолютных концентрациях — от 0,017 до 0,020 % (в среднем 0,019 %). Однако надо учитывать, что, поскольку мы рассматриваем поверхностный слой донных осадков с низкой интенсивностью сульфатредукции (судя по соотношению сульфидных форм серы и невысокому уровню накопления общей восстановленной серы), в составе органической серы ($S_{орг}$) может быть высока доля биогенной (прижизненно накопленной) серы исходного ОВ.

Общее содержание восстановленной серы в ДО оз. Талатинское изменялось от 0,050 до 0,113 %, составляя в среднем 0,075 %. Наиболее высокие значения $\sum S_{H_2S}$ отмечены на глубине ДО 3–6 см и обусловлены максимальным накоплением сульфидных форм серы (моносулфидной и пиритной) (рис. 7а), образование которых происходит при взаимодействии бактериального сероводорода с реакционноспособным железом. Можно предполагать, что именно на этой глубине — в контактных условиях аэробно-анаэробного диагенеза — процесс сульфатредукции протекает наиболее интенсивно. Как рассматривалось выше, в ДО этого озера доминирующей формой $Fe_{реакц}$ является $Fe(II)$, т. е. в исследованном довольно тонком слое отложений лабильное органическое вещество расходуется главным образом на восстановление трехвалентного железа, а не серы, поскольку в ходе диагенетического преобразования донных отложений реакции перехода Fe^{3+} в Fe^{2+} по времени опережают сульфатредукцию.

В ДО оз. Тундровое определено только общее количество серы ($S_{общ}$), содержание которой изменялось от 0,013 до 0,038 %, составляя в среднем 0,023 %, что почти в четыре раза меньше, чем в ДО оз. Талатинское (0,088 %). В вертикальном распределении $S_{общ}$ (рис. 7б) выделяются два максимума — на горизонте 1–2 см (0,038 %) и на горизонте 9–10 см (0,030 %), совпадающие с наиболее высокими значениями $C_{орг}$ в осадках (рис. 4), хотя корреляционная зависимость между ними слабая ($r = 0,41$, $n = 16$).

В целом полученные нами данные по накоплению восстановленной серы в донных осадках двух озер о. Вайгач можно характеризовать как относительно низкие, свидетельствующие о вялости протекающих в них редокс-процессов. Низкий уровень накопления соединений серы, вероятно, можно объяснить высокой степенью минерализации ОВ в донных отложениях и, как следствие, недоступностью его для сульфатредуцирующих бактерий. В ДО оз. Талатинское, кроме того, значительная часть лабильного ОВ рас-

ходуется на восстановление трехвалентного железа, опережающее по времени сульфатредукцию в ходе диагенетического преобразования донных отложений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе изучения процессов трансформации вещества донных осадков получены новые данные об особенностях их диагенетического преобразования для двух пресноводных озер о. Вайгач — одного из крупнейших на острове оз. Талатинское и расположенного рядом с ним небольшого термокарстового оз. Тундровое.

Согласно результатам спорово-пыльцевого анализа, формирование донных отложений оз. Талатинское происходило в современных климатических условиях тундры. Эрозионные процессы способствовали поступлению аллохтонного материала в относительно мелководное озеро.

Коричневато-серые отложения озер Талатинское и Тундровое по данным гранулометрического анализа представлены довольно плотными пелито-алевритовыми илами. Данные по распределению гранулометрических фракций позволяют заключить, что изученный слой донных отложений обоих озер подвергается регулярному разрушению и перемешиванию в ходе сезонного замерзания–оттаивания. Это нашло отражение в беспорядочном распределении всех изучаемых параметров и сказалось, прежде всего, в невозможности определения скорости осадконакопления по распределению радиоизотопов свинца и цезия в донных отложениях изученных озер.

В составе донных осадков преобладает литогенный материал. Содержание алюминия, являющегося индикатором литогенного вещества, а также кремния и фосфора близко к их среднему количеству в верхней части континентальной земной коры.

В общем содержании углерода донных осадков обоих озер преобладает органическая составляющая. Повышенное содержание органического вещества характерно для верхних слоев осадков обоих озер. Донные осадки оз. Талатинское более обогащены ОВ по сравнению с оз. Тундровое — содержание $C_{\text{орг}}$ составляет в среднем 1,82 % и 0,99 % соответственно. Содержание органического азота в ДО оз. Талатинское составляет в среднем 0,18 %, а в ДО оз. Тундровое его более чем на порядок меньше. Величина C/N отношения свидетельствует о преобладании терригенного вещества в составе донных отложений обоих озер.

В осадках оз. Талатинское определено содержание гумусовых веществ (ГК + ФК), оцененное по содержанию органического углерода. Их количество составляет в среднем 0,43 %, или 23 % от общего содержания органического углерода в ДО. В составе ГВ доминируют гуминовые кислоты (соотношение ГК:ФК ~ 2:1). Полученные данные о низком содержании ГК + ФК, как и в целом невысокое содержание органического углерода, свидетельствуют о значительном отличии ОВ донных отложений арктических озер Талатинское и Тундровое от исследованных нами ранее ДО бореального озера Масельгское, расположенного в зоне с умеренным климатом и гумидным типом седиментогенеза.

Количество реакционноспособного железа в осадках обеих станций сопоставимо и изменяется в интервале 0,40–1,30 % при среднем значении 0,79 %. Основной вклад в состав $Fe_{\text{реакц}}$ по всей длине колонки ДО оз. Талатинское вносит несulfидное $Fe(II)$ — 62,0 % от $Fe_{\text{реакц}}$. В ДО оз. Тундровое, напротив, преобладает $Fe(III)$ — 88,7 % от $Fe_{\text{реакц}}$, т. е. они более окислены.

Общее содержание серы в ДО оз. Талатинское составляло 0,088 %, что в четыре раза выше, чем для ДО оз. Тундровое. Суммарное содержание соединений

восстановленной серы в ДО оз. Талатинское невелико и составляет в среднем около 0,075 % (80 % от общего количества серы в осадках). Вклад отдельных форм в их суммарное содержание соответствует соотношению $S^{2-}:S^0:S_{\text{пир}}:S_{\text{орг}} = 59:9:4:28$. Доминирование в составе $\sum S_{\text{H}_2\text{S}}$ кислоторастворимых моносльфидов железа (50–70 % от $\sum S_{\text{H}_2\text{S}}$) свидетельствует о низкой интенсивности процесса сульфатредукции в исследованных ДО.

В целом полученные данные по накоплению восстановленной серы в осадках оз. Талатинское можно характеризовать как относительно низкие, свидетельствующие о вялости протекающих в них редокс-процессов. Причиной этого, скорее всего, является как невысокое содержание ОБ в донных отложениях, так и высокая степень его минерализации и, как следствие, недоступность для сульфатредуцирующих бактерий. Кроме того, лабильная часть ОБ в ДО расходуется на восстановление трехвалентного железа, опережающее по времени сульфатредукцию в ходе диагенетического преобразования донных отложений.

Для озера Талатинское на основании балансовых уравнений расхода органического вещества [35], согласно которым на восстановление 1 % $\sum S_{\text{H}_2\text{S}}$ требуется 0,75 % $C_{\text{орг}}$, а на восстановление 1 % Fe(III) требуется 0,05 % $C_{\text{орг}}$, рассчитан ориентировочный расход органического углерода в диагенетическом процессе, согласно которому он составляет 0,07 %, или 3,8 % от $C_{\text{орг}}$ (1,82 %) в ДО этого озера.

Таким образом, обобщая результаты исследований, можно констатировать, что диагенез в ДО изученных озер острова Вайгач замедлен, что связано прежде всего с низкими температурами среды осадкообразования (вплоть до промерзания первых сантиметров донных отложений), и по выявленному ряду признаков (таких, как расположение острова в Арктической зоне РФ, господство в течение года отрицательных температур воздуха и преобладание количества выпадающих осадков над испарением) его можно отнести к нивальному типу.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Финансирование. Работа выполнена в рамках госзадания ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН № АААА-А18-118012390167-1.

Благодарности. Авторы благодарны И.Н. Болотову и С.А. Игловскому за предоставление проб донных осадков, Р.Б. Ивахновой за определение содержания углерода и азота, [А.Б. Исаевой] и Е.О. Золотых за определение содержания алюминия, кремния и фосфора.

Competing interests. The authors have no competing interests.

Funding. This work was carried out as part of the state assignment of the Federal State Budgetary Institution FITSKIA UrB RAS No. АААА-А18-118012390167-1.

Acknowledgments. The authors are grateful to I.N. Bolotov and S.A. Iglovsky for providing samples of bottom sediments, R.B. Ivakhnova for determining the content of carbon and nitrogen, [A.B. Isaeva] and E.O. Zolotykh for determining the content of aluminum, silicon and phosphorus.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Cubasch U., Meehl G.A., Boer G.J., Stouffer R.J., Dix M., Noda A., Senior C.A., Raper S., Yap K.S. Projections of future climate change // Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change: Cambridge, U.K.; New York: Cambridge University Press, 2001. P. 525–582.

2. Котляков В.М. О причинах и следствиях современных изменений климата // Солнечно-земная физика. 2012. Вып. 21. С. 110–114.
3. Алексеев Г.В. Проявление и усиление глобального потепления в Арктике // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. № 1. С. 11–26.
4. Box J.E., Colgan W.T., Christensen T.R., Schmidt N.M., Lund M., Parmentier F.-J.W., Brown R., Bhatt U.S., Euskirchen E.S., Romanovsky V.E., Walsh J.E., Overland J.E., Wang M., Corell R.W., Meier W.N., Wouters B., Mernild S., Mård J., Pawlak J., Olsen M.S. Key indicators of Arctic climate change: 1971–2017 // Environmental Research Letters. 2019. V. 14. P. 1–18.
5. Walter B.P., Heimann M., Matthews E. Modeling modern methane emissions from natural wetlands 1. Model description and results // Journal of Geophysical Research. Atmospheres. 2001. № D24. P. 34189–34206.
6. Лавриненко И.А., Лавриненко О.В., Ануфриев В.В., Глазов П.М., Давыдов А.Н. Изучение влияния климатических изменений на состояние природных экосистем и коренного населения острова Вайгач: Отчет WWF 2010. М., 2010. 216 с.
7. Бызова Н.М., Стишов М.С., Суткайтис О.К., Липка О.Н., Кокорин А.О., Никифоров В.В., Постнова А.И., Уваров С.А. Динамика экосистем острова Вайгач под воздействием изменений климата и антропогенной нагрузки // Вестник Северного (Арктического) федерального университета. Сер. Естественные науки. 2013. № 3. С.5–15.
8. Вайгач. Остров арктических богов / Под общей редакцией П.В. Боярского. М.: Paulsen, 2011. 576 с.
9. Отчет о НИР в рамках федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы по теме «Воздействие на природные комплексы острова Вайгач естественных и антропогенных изменений климата, включая прогноз на ближайшие 30 лет». URL:<http://libed.ru/knigi-nauka/891027-1-vsemirnyy-fond-prirodi-udk-91504-gosregistracii-01201280731-inv-02201358172-utverzhdayu-direktor-kandidat-biol.php> (дата обращения 18.11.2020)
10. Вехов Н.В. Озера и реки острова Вайгач // География и природные ресурсы. 2000. № 6. С. 67–74.
11. Smol J.P. Pollution of lakes and rivers: A paleoenvironmental perspective. London: Arnold, 2002. P. 280.
12. Williamson C.E., Saros J.E., Vincent W.F., Smol J.P. Lakes and reservoirs as sentinels, integrators, and regulators of climate change // Limnol. Oceanogr. 2009. V. 54 (6, part 2). P. 2273–2282.
13. Субетто Д.А., Шевченко В.П., Лудикова А.В. и др. Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорости современного озерного осадконакопления // Доклады Академии наук. 2012. Т. 446. № 2. С. 183–190.
14. Шевченко В.П., Любас А.А., Стародымова Д.П., Болотов И.Н., Аксенова О.В., Алиев Р.А., Гофаров М.Ю., Изловский С.А., Кокрятская Н.М. Особенности геохимии тяжелых металлов в донных осадках малых озер урочища Пымвашор (Большеземельская тундра) // Успехи современного естествознания. 2017. № 1. С. 105–110.
15. Заварзин Г.А. Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука, 2004. 348 с.
16. Волков И.И. Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 272 с.
17. Остроумов Э.А. О формах соединений серы в отложениях Черного моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1953. Т. 7. С. 70–90.
18. Иванов М.В. Распространение и геохимическая деятельность бактерий в осадках океана // Океанология. Химия океана. Т. 2. Геохимия донных осадков. М.: Наука, 1979. С. 312–349.
19. Розанов А.Г., Волков И.И., Кокрятская Н.М., Юдин М.В. Марганец и железо в Белом море: осадконакопление и диагенез // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 5. С. 539–558.
20. Jørgensen B.B., Parkes R.J. Role of sulfate reduction and methane production by organic carbon degradation in eutrophic fjord sediments (Limfjorden, Denmark) // Limnol. Oceanogr. 2010. V. 55 (3). P. 1338–1352.

21. *Bespalaya Yu.* Molluscan fauna of an Arctic lake is dominated by a cosmopolitan *Pisidium* species // *Journal of The Molluscan Studies*. 2015. V. 81. Is. 2. P. 294–298.
22. МИ № 88–16365–010–2017. Донные отложения водоемов. Определение гранулометрического состава ситовым и пипеточным методами. Введена 2017–12–26. Архангельск, 2017. 12 с.
23. *Heiri O., Lotter A., Lemeke G.* Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // *Journal of Paleolimnology*. 2001. V. 25. P. 101–110.
24. *Кунцов В.М.* Абсолютная геохронология донных осадков океанов и морей. М.: Наука, 1986. 271 с.
25. *Амелогова Н.И.* Радиохимия полония. М.: Атомиздат, 1976. 144 с.
26. *Григорьев В.А.* Методологические аспекты установления скоростей осадконакопления в глубоководных котловинах Среднего и Южного Каспия (по данным радиоизотопного датирования донных отложений) // Пути эволюционной географии: Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко (Москва, 23–25 ноября 2016 г.). М.: Институт географии РАН, 2016. С. 74–77.
27. *Blanchard R.L.* Rapid determination of Lead-210 and Polonium-210 in Environmental samples by deposition on Nickel // *Anal. Chem.* 1966. V. 38. P. 189–192.
28. *Aliev R.A., Bobrov V.A., Kalmykov S.N., Melgunov M.S., Vlasova I.E., Shevchenko V.P., Novigatsky A.N., Lisitzin A.P.* Natural and artificial radionuclides as a tool for sedimentation studies in the Arctic region // *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*. 2007. V. 274. № 2. P. 315–321.
29. *Berglund B.E., Ralska-Jasiewiczowa M.* Pollen analysis and pollen diagram // *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology* / B.E. Berglund (ed). New York: Wiley Interscience, 1986. P. 455–484.
30. *Гельман Е.М., Старобина И.З.* Фотометрические методы определения пороодообразующих элементов в рудах, горных породах и минералах. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1976. 69 с.
31. Методы количественного органического элементного микроанализа / Под ред. Н.Э. Гельмана. М.: Химия, 1987. 296 с.
32. Методы исследования органического вещества в океане. М.: Наука, 1980. 343 с.
33. *Соколов В.С.* Определение реакционноспособных форм железа и марганца в морских осадках // *Химический анализ морских осадков*. М.: Наука, 1980. С. 28–42.
34. *Волков И.И., Жабина Н.Н.* Методы определения различных соединений серы в морских осадках // *Химический анализ морских осадков*. М.: Наука, 1980. С. 5–27.
35. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М.: Наука, 1960. 231 с.
36. *Юрцев Б.А., Толмачев А.И., Ребристая О.В.* Флористическое ограничение и разделение Арктики // *Арктическая флористическая область*. Л.: Наука, 1978. С. 9–104.
37. *Кулиев А.Н.* Флора острова Вайгач // *Ботанический журнал*. 2007. Т. 2. № 12. С. 1874–1885.
38. *Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust // *Treatise on Geochemistry*. V. 3: The crust. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 1–64.
39. *Попов А.И.* Гуминовые вещества: свойства, строение, образование. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2004. 248 с.
40. *Кокрятская Н.М., Титова К.В., Забелина С.А., Чупаков А.В., Филина К.В.* Биогеохимические процессы цикла серы в деструкции органического вещества в малых озерах (Архангельская область) // Материалы Всероссийского симпозиума с международным участием «Органическое вещество и биогенные элементы во внутренних водоемах и морских водах» 10–14 сентября 2012 г., Петрозаводск, Республика Карелия. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2012. С. 387–391.

41. Титова К.В., Кокрятская Н.М. Соединения серы в озерах на территории Кенозерского национального парка (Каргопольский район, Архангельская область) // Вопросы естествознания. 2018. № 4 (18). С. 67–74.

42. Титова К.В., Кокрятская Н.М., Жибарева Т.А., Вахрамеева Е.А. Распределение соединений серы как результат протекания процесса сульфатредукции в пресноводном озере Святое // Труды Карельского НЦ. Сер. Лимнология. 2017. № 10. С.28–37.

REFERENCES

1. Cubasch U., Meehl G.A., Boer G.J., Stouffer R.J., Dix M., Noda A., Senior C.A., Raper S., Yap K.S. Projections of future climate change. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, U.K.; New York: Cambridge University Press, 2001: 525–582.
2. Kotlyakov V.M. On the causes and consequences of modern climate change. *Solnechno-zemnaya fizika*. Solar-terrestrial physics. 2012, 21: 110–114. [In Russian].
3. Alekseev G.V. The manifestation and intensification of global warming in the Arctic. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2015, 1: 11–26. [In Russian].
4. Box J.E., Colgan W.T., Christensen T.R., Schmidt N.M., Lund M., Parmentier F.-J.W., Brown R., Bhatt U.S., Euskirchen E.S., Romanovsky V.E., Walsh J.E., Overland J.E., Wang M., Corell R.W., Meier W.N., Wouters B., Mernild S., Mård J., Pawlak J., Olsen M.S. Key indicators of Arctic climate change: 1971–2017. *Environmental Research Letters*. 2019, 14: 1–18.
5. Walter B.P., Heimann M., Matthews E. Modeling modern methane emissions from natural wetlands 1. Model description and results. *Journal of Geophysical Research. Atmospheres*. 2001, 24: 34189–34206.
6. Lavrinenko I.A., Lavrinenko O.V., Anufriev V.V., Glazov P.M., Davydov A.N. *Izucheniye vliyaniya klimaticheskikh izmeneniy na sostoyaniye prirodnikh ekosistem i korenogo naseleniya ostrova Vaygach*. Study of the Climate Change Impact on the Natural Ecosystems and Indigenous Population of the Vaygach Island. Report WWF 2010. Moscow, 2010: 216 p. [In Russian].
7. Byzova N.M., Stishov M.S., Sutkaytis O.K., Lipka O.N., Kokorin A.O., Nikiforov V.V., Postnova A.I., Uvarov S.A. Vaygach Island Ecosystems dynamics due to climate change and anthropogenic pressures. *Vestnik Severnogo Arkticheskogo Federal'nogo universiteta. Seriya estestvennye nauki*. Vestnik of Northern (Arctic) Federal University. Editorial Panel of Natural Sciences. 2013, 3: 5–15. [In Russian].
8. *Vaygach. Ostrov arkticheskikh bogov*. Vaygach. An Island of Arctic Gods. Moscow: Paulsen, 2011: 576 p. [In Russian].
9. *Otchet o NIR v ramkakh federal'noy tselevoy programmy Nauchnyye i nauchno-pedagogicheskiye kadry innovatsionnoy Rossii na 2009–2013 gody po teme Vozdeystviye na prirodnyye komplekсы ostrova Vaygach yestestvennykh i antropogennykh izmeneniy klimata, vklyuchaya prognoz na blizhaysheye 30 let*. *Rukovoditel'temy Stishov M.S.* Report on research in the framework of the federal target program Scientific and scientific-pedagogical personnel of innovative Russia for 2009–2013 under the theme The impact on natural complexes of Vaygach Island natural and anthropogenic climate change, including the forecast for the next 30 years. Available at: <http://libed.ru/knigi-nauka/891027-1-vsemirniy-fond-prirodi-udk-91504-gosregistracii-01201280731-inv-02201358172-utverzhdany-direktor-kandidat-biol.php> (accessed 18.11.2020).
10. Vekhov N.V. Lakes and rivers of Vaygach Island. *Geografiya i prirodnye resursy*. Geography and natural resources 2000, 6: 67–74. [In Russian].
11. Smol J.P. Pollution of lakes and rivers: A paleoenvironmental perspective. London: Arnold, 2002: 280 p.
12. Williamson C.E., Saros J.E., Vincent W.F., Smol J.P. Lakes and reservoirs as sentinels, integrators, and regulators of climate change. *Limnol. Oceanogr.* 2009, 4 (6, part 2): 2273–2282.

13. Subetto D. A., Shevchenko V. P., Ludikova A. V., Kuznetsov D.D., Sapelko T.V., Lisitsyn A.P., Yevzerov V.YA., van Beyek P., Suo M., Subetto G.D. Chronology of the isolation of the lakes of the Solovki archipelago and the speed of modern lake sedimentation. *Doklady Akademii nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2012, 446 (2): 183–190. [In Russian].
14. Shevchenko V.P., Lyubas A.A., Starodymova D.P., Bolotov I.N., Aksenova O.V., Aliev R.A., Gofarov M.Yu., Iglovsky S.A., Kokryatskaya N.M. Features of the geochemistry of heavy metals in bottom sediments of small lakes of the Pymvashor tract (Bolshezemelskaya tundra). *Uspekhi sovremennogo yestestvoznaniya*. The successes of modern science. 2017, 1: 105–110. [In Russian].
15. Zavarzin G.A. *Lekcii po prirodovedcheskoi mikrobiologii*. Lectures on natural microbiology. Moscow: Science, 2004: 348 p. [In Russian].
16. Volkov I.I. *Geochemiya sery v osadkah okeana*. Geochemistry of sulfur in the ocean sediments. Moscow: Science, 1984: 272 p. [In Russian].
17. Ostroumov E.A. On the forms of sulfur compounds in the Black Sea sediments. *Trudy Instituta okeanologii AN SSSR*. Institute proceedings of Oceanology Academy of Sciences of the USSR. 1953, 7: 70–90. [In Russian].
18. Ivanov M.V. *Rasprostraneniye i geohimicheskaya deyatel'nost bakterii v osadkah okeana*. *Geohimii donnih osadkov*. *Okeanologia. Chimia okeana*. The spread and geochemical activity of bacteria in ocean sediments. V. 2. Bottom sediment geochemistry. Oceanology. Ocean chemistry. Moscow: Science, 1979: 312–349. [In Russian].
19. Rozanov A.G., Volkov I.I., Kokryatskaya N.M., Yudin M.V. Manganese and iron in the White Sea: sedimentation and diagenesis. *Litologiya i poleznye iskopyayemye*. Lithology and Mineral Resources. 2006, 5: 539–558. [In Russian].
20. Jørgensen B.B., Parkes R.J. Role of sulfate reduction and methane production by organic carbon degradation in eutrophic fjord sediments (Limfjorden, Denmark). *Limnol. Oceanogr.* 2010, 55 (3): 1338–1352.
21. Bespalaya Yu. Molluscan fauna of an Arctic lake is dominated by a cosmopolitan *Pisidium* species. *Journal of The Molluscan Studies*. 2015, 81 (2): 294–298.
22. MI № 88-16365-010-2017. *Donnyye otlozheniya vodoyemov. Opredeleniye granulometricheskogo sostava sitovym i pipetochnym metodami*. Bottom sediments of water bodies. Determination of granulometric composition by sieve and pipetting methods. Accepted 2017–12–26. Arkhangelsk, 2017: 12 p. [In Russian].
23. Heiri O., Lotter A., Lemeke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*. 2001, 25: 101–110.
24. Kuptsov V.M. *Absoljutnaja geohronologiya donnyh osadkov okeanov i morej*. Absolute geochronology of bottom sediments of the oceans and seas Moscow: Nauka, 1986: 271 p. [In Russian].
25. Ampelogova N.I. *Radiokhimiya poloniya*. Radiochemistry of Polonium. Moscow: Atomizdat, 1976: 144 p. [In Russian].
26. Grigoriev V.A. Sedimentation rates in the deep basins of the Middle and Southern Caspian Sea according to radioisotope dating: methodological aspects. *Puti evolyutsionnoy geografii. Materialy Vserossiyskoy nauchnoy konferentsii, posvyashchennoy pamyati professora A.A. Velichko (Moskva, 23–25 noyabrya 2016 g.)*. Ways of evolutionary geography. Materials of the All-Russian Scientific Conference dedicated to the memory of Professor A.A. Velichko (Moscow, November 23–25, 2016). Moscow: Institute of Geography RAS. 2016: 74–77. [In Russian].
27. Blanchard R.L. Rapid determination of Lead - 210 and Polonium - 210 in environmental samples by deposition on Nickel. *Anal. Chem.* 1966, 38: 189–192.
28. Aliev R.A., Bobrov V.A., Kalmykov S.N., Melgunov M.S., Vlasova I.E., Shevchenko V.P., Novigatsky A.N., Lisitzin A.P. Natural and artificial radionuclides as a tool for sedimentation studies in the Arctic region. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*. 2007, 274 (2): 315–321.

29. Berglund B.E., Ralska-Jasiewiczowa M. Pollen analysis and pollen diagram. In: B.E. Berglund (ed). Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. New York: Wiley Interscience, 1986: 455–484.
30. Gelman E.M., Starobina I.Z. *Fotometricheskie metody opredelenia porodoobrazyushchih elementov v ryдах, gornih porodah i mineralah*. Photometric methods for determining rock-forming elements in ores, rocks and minerals. Moscow: GEOKHI AS USSR, 1976: 69 p. [In Russian].
31. *Metody kolichestvennogo organicheskogo elementnogo mikroanaliza*. Methods of quantitative organic elemental microanalysis. Moscow: Chemistry, 1987: 296 p. [In Russian].
32. *Metody issledovaniya organicheskogo veshchestva v okeane*. Methods of research of organic matter in the ocean. Moscow: Science, 1980: 343 p. [In Russian].
33. Sokolov V.S. Determination of reactive forms of iron and manganese in marine sediments. *Chimicheskii analiz morskikh osadkov*. Chemical analysis of marine sediments. Moscow: Science, 1984: 28–42. [In Russian].
34. Volkov I.I., Zhabina N.N. Methods for the determination of various sulfur compounds in marine sediments. *Chimicheskii analiz morskikh osadkov*. Chemical analysis of marine sediments. Moscow: Science, 1980: 5–27. [In Russian].
35. Strakhov N.M. *Osnovy teorii litogeneza. T.1. Tipy litogeneza i ikh razmeshcheniye na poverkhnosti Zemli*. Fundamentals of the theory of lithogenesis. V.1. Types of lithogenesis and their placement on the surface of the Earth. Moscow: Science, 1960: 231 p. [In Russian].
36. Yurtsev B.A., Tolmachev A.I., Rebristaya O.V. *Floristicheskoye ograniicheniye i razdeleniye Arktiki*. Floristic restriction and division of the Arctic. *Arkticheskaya floristicheskaya oblast'*. Arctic floristic region. Leningrad: Science, 1978: 9–104. [In Russian].
37. Kuliev A.N. Flora Island Vaigach. *Bot. zhurn.* Bot. Journ. 2007. 2(12): 1874–1885. [In Russian].
38. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry*. V.3: The crust. Amsterdam: Elsevier, 2003: 1–64.
39. Popov A.I. *Guminovyye veshchestva: svoystva, stroyeniye, obrazovaniye*. Humic substances: properties, structure, formation. St. Petersburg: Publishing house of St. Petersburg State University, 2004: 248 p. [In Russian].
40. Kokryatskaya N.M., Titova K.V., Zabelina S.A., Chupakov A.V., Filina K.V. Biogeochemical processes of the sulfur cycle in the destruction of organic matter in small lakes (Arkhangelsk region). *Materialy vserossiyskogo simpoziuma s mezhdunarodnym uchastiyem Organicheskoye veshchestvo i biogennyye elementy vo vnutrennikh vodoyemakh i morskikh vodakh 10-14 sentyabrya 2012 g., Petrozavodsk, Respublika Kareliya*. Organic matter and nutrients in inland and marine waters: Materials of the All-Russian Symposium (Petrozavodsk, Sept.10–14, 2012). Petrozavodsk: Karelian Research Center of the Russian Academy of Sciences, 2012: 387–391. [In Russian].
41. Titova K.V., Kokryatskaya N.M. Compounds of sulfur in lakes on the territory of the Kenozero National Park (Kargopol district, Arkhangelsk region). *Voprosy yestestvoznaniya*. Natural sciences. 2018, 4 (18): 67–74. [In Russian].
42. Titova K.V., Kokryatskaya N.M., Zhibareva T.A., Vakhramayeva E.A. The distribution of sulfur compounds as a result of the process of sulfate reduction in the freshwater lake Svyatoye. *Trudy Karel'skogo NTS. Seriya Limnologiya*. Proceedings of the Karelian Scientific Center. Series Limnology. 2017, 10: 27–38. [In Russian].

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ»

В журнале публикуются статьи по тематике исследований полярных областей, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры (по заказу редакции), критические статьи и рецензии, библиографические сводки, хроника научной жизни. Тексты статей должны быть на русском или английском языке. Принимаются статьи, ранее не опубликованные и не находящиеся на рассмотрении в других изданиях.

Все материалы направляются в редакцию в электронном виде он-лайн через личный электронный кабинет автора на сайте журнала <https://www.aagresearch.science>. Авторы должны представить текст статьи со вставленными рисунками, а также отдельно оригинальные файлы рисунков (см. требования к рисункам), Акт экспертизы о возможности публикации статьи в открытой печати и файл с полными сведениями об авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), место работы (полный адрес), ученая степень, должность, адрес электронной почты и телефон одного из авторов для связи. Рекомендуемый объем статей — от 8 до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков не более 6, таблиц не более 6. Текст набирается в формате Microsoft Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5. Страницы в статье нумеруются.

Все поступающие материалы проходят проверку на отсутствие заимствований в соответствии с этическими правилами публикаций.

Все статьи проходят двойное рецензирование.

Публикация в нашем журнале полностью бесплатна.

Структура статьи

Статьи оформляются следующим образом. Сначала дается УДК; затем на русском языке — название статьи, инициалы и фамилии всех авторов (при указании авторов статьи сначала идут инициалы, затем фамилия. Инициалы и фамилия разделяются пробелом), полное название организации(ций), где выполнена работа и ее (их) адрес; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Затем те же сведения приводятся на английском языке: заглавие, авторы, учреждения, второй раз e-mail главного автора. При этом имена авторов даются полностью, отчество сокращенно. После этого на английском языке пишутся ключевые слова в соответствии с английским алфавитом (не более 10 слов и не более двух слов в сочетаниях) и авторское Summary статьи на 20–25 строк (здесь же для контроля обязательно прилагается перевод Summary на русский язык).

Ключевые слова должны отражать основное содержание статьи, повторять термины из текста статьи и по возможности не повторять термины заглавия; следует помнить, что эти слова должны облегчить поиск статьи средствами информационно-поисковой системы.

Summary должно быть понятно без обращения к самой публикации как независимый от статьи источник информации. Оно должно отвечать следующим критериям: информативности (не содержать общих слов); содержательности (отражать основное содержание статьи: задачи работы, методы, главные результаты исследований); последовательности изложения. Перевод Summary на английский язык должен быть выполнен качественно, с использованием англоязычной специальной терминологии, не быть дословным переводом русскоязычной версии (при необходимости следует также включать пояснения для иностранного читателя, связанные со спецификой исследований).

Аннотация на русском языке и Summary должны быть структурированными, т.е. отражать кратко проблему исследования и ее состояние, цель работы, методы, результаты и заключение.

Далее продолжается информация на русском языке: ключевые слова в соответствии с русским алфавитом (не более 10), краткая аннотация (7–10 строк) (без перевода на английский) и начинается текст статьи.

Для статьи, представляемой на английском языке, требуются: УДК; перевод на русский язык всей информации, которая дается перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо привести расширенный русский реферат (1–1,5 стр.), а в подписях к рисункам дать их перевод на русский язык.

Основной текст разбивается на разделы. Обычно это введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи нужно поместить следующую информацию на двух языках: Конфликт интересов/Competing interests; Финансирование/Funding; Благодарности/Acknowledgments. Желательно также указать вклад авторов в работы — Вклад авторов/Authors contribution. В разделе Финансирование необходимо указать источник финансовой поддержки, способствовавший выполнению этой работы (гранты фондов, программы и т.д.), в Благодарностях можно поместить благодарность лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи.

Подписи под рисунками даются к каждому рисунку в соответствии с его расположением в тексте: сначала на русском (Рис. 1. Далее подпись), а потом на английском языке (Fig. 1. Figure caption). В подписях необходимо отделять собственно название рисунка от объяснений к нему (экспликация), которые надо давать с новой строки.

Рисунки и фотографии помещают в отдельных файлах: для растровых изображений в растровых форматах JPEG/TIFF/PNG/PSD, в векторных — CDR, AI, EPS и в формате XLS (не допускаются рисунки в формате Word). Разрешение растровых изображений в оттенках серого и RGB-цвет должно быть 300 dpi. Все словесные надписи на рисунках даются только на русском языке. Все условные знаки обозначаются цифрами (курсивом) с обязательной расшифровкой в подрисуночных подписях, где они также обозначаются курсивом. Цифры можно ставить и на линиях графиков. На графиках все шкалы обязательно подписываются и указывается размерность величин.

Таблицы. Для больших таблиц следует использовать альбомную разметку страницы. Номер и наименование таблицы (два отдельных абзаца) приводятся на русском и английском языках. Заголовок таблицы не должен превышать ДВУХ строк.

Таблицы и графы должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы набираются, как и текст, в формате Word шрифтом 9 пт. Если у таблицы есть примечание, оно тоже приводится на двух языках. Примечания внутри таблицы не даются. Используются сноски ко всей таблице или отдельным ее показателям.

В тексте следует давать ссылки на все рисунки и таблицы. При первой ссылке — рис. 1, табл. 1; при повторных — см. рис.1, см. табл. 1. Если в тексте дается одна таблица или один рисунок, то ссылки в тексте приводятся следующим образом: при первой ссылке — (таблица), (рисунок); при повторной ссылке — (см. таблицу), (см. рисунок).

Математические обозначения, символы и простые формулы рекомендуется набирать основным шрифтом статьи, сложные формулы — в программе MathType

(или в версиях Word до 2007 года включительно). Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки в тексте. Русские и греческие буквы в формулах и тексте, а также химические элементы набираются прямым шрифтом, латинские буквы — курсивом. Аббревиатуры в тексте, кроме общепринятых, не допускаются.

В *списке литературы* (под заголовком «Список литературы») ссылки на литературу нумеруются последовательно, в соответствии с порядком их первого упоминания в тексте. Приводятся только опубликованные работы. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках на номера списка, через запятую с пробелом: [1, 7, 23–27]. Статья должна содержать ссылки на все работы, приведенные в списке литературы. Количество источников должно быть не менее 10. Обращаем внимание на недопустимость включения в список литературы изданий, выпущенных без ISSN- или ISBN-кодов (этим часто грешат сборники материалов конференций (тезисы или доклады), а также авторефератов диссертаций и диссертаций, архивных и фоновых материалов, научно-технических отчетов, учебников и учебных пособий, ГОСТов, распоряжений и пр. Количество ссылок на научно-популярные издания должно быть минимальным.

Количество самоцитирований должно быть не более 10–12 % от общего количества ссылок на оригинальные источники.

Далее прилагается второй список литературы (References). В списке на латинице строго сохраняются те же последовательность и нумерация источников, что и в «традиционном» списке. Ссылки на иностранные источники приводятся в обоих списках литературы.

Статьи, не соответствующие указанным требованиям, рассматриваться не будут. При работе над рукописью редакция по согласованию с автором вправе ее сократить. Автор, подписывая статью и направляя ее в редакцию, тем самым передает авторские права на издание этой статьи журналу «Проблемы Арктики и Антарктики / Arctic and Antarctic Research».

Редакционная коллегия не вступает в дискуссии с авторами по поводу принимаемых ею решений.

Более полные сведения по оформлению статьи приведены в документе «Требования к оформлению статей, присылаемых в журнал Проблемы Арктики и Антарктики», который обязателен для ознакомления при подготовке материалов статьи.

Об Аннотациях. Редакция рекомендует всем авторам ознакомиться с Рекомендациями по оформлению аннотаций на английском языке, которые являются для иностранных ученых и специалистов основным и, как правило, единственным источником информации о содержании статьи и изложенных в ней результатах исследований.

