

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 69, № 4, 2023

**ARCTIC AND ANTARCTIC
RESEARCH**

Volume 69, No. 4, 2023

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



Научный рецензируемый журнал открытого доступа «Проблемы Арктики и Антарктики» публикует новые результаты 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 — Иванов В.В.,
д-р физ.-мат. наук, МГУ, Москва, Россия

Заместители главного редактора:

Лейченко Г.Л., д-р геол.-минерал. наук, ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия

Липенков В.Я., канд. геогр. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия,

Суркова Г.В., д-р геогр. наук, МГУ, Москва, Россия

Члены редколлегии:

Алексеев Г.В., д-р геогр. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Бобылев Л.П., канд. физ.-мат. наук, Нансен-центр, Санкт-Петербург, Россия

Вахтин Н.Б., чл.-корр. РАН, ЕУСПб, Санкт-Петербург, Россия

Григорьев М.Н., д-р геогр. наук, ИМЗ СО РАН, Якутск, Россия

Денисенко С.Г., д-р биол. наук, ЗИН РАН, Санкт-Петербург, Россия

Дивин Д.В., д-р, NPI, Тромсё, Норвегия

Добролюбов С.А., академик РАН, МГУ, Москва, Россия

Дубинина Е.О., чл.-корр. РАН, ИГЕМ РАН, Москва, Россия

Катцов В.М., д-р физ.-мат. наук, ГТО, Санкт-Петербург, Россия

Козелов Б.В., д-р физ.-мат. наук, ПГИ, Мурманск, Россия

Лейбман М.О., д-р геол.-минерал. наук, ИКЗ СО РАН, Тюмень, Россия

Леппаранта М., проф., УН, Хельсинки, Финляндия

Лихоманов В.А., канд. техн. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Логинов В.Ф., академик НАН ИП, НАНБ, Минск, Беларусь

Макштаг А.П., д-р физ.-мат. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Марченко А.В., проф., UNIS, Лонгйир, Норвегия

Миронов Е.У., д-р геогр. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Радионов В.Ф., канд. геогр. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Райно Д., проф., IGE, Гренобль, Франция

Околов Ю.Б., канд. биол. наук, Веракрусе, Мексика

Сазонов К.Е., д-р техн. наук, КГНЦ, Санкт-Петербург, Россия

Ставров К.Г., д-р техн. наук, НИОЦ АО «ГНИНГ», Санкт-Петербург, Россия

Талалай П.Г., профессор, ИПНИИ ЦУ, Чаньяунь, Китай

Тимохов Л.А., д-р физ.-мат. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Трошчев О.А., д-р физ.-мат. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Филатов Н.Н., чл.-корр. РАН, ИВПС РАН, Петрозаводск, Россия

Флинт М.В., академик РАН, ИО РАН, Москва, Россия

Чистяков К.В., д-р геогр. наук, СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

Редакционный совет:

Макаров А.С., д-р геогр. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия (Председатель)

Каминский В.Д., академик РАН, ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия; **Котляков В.М.,** академик РАН, ИГ РАН, Москва, Россия;

Матишов Г.Г., академик РАН, ЮФУ, Ростов-на-Дону, Россия; **Пугачев О.Н.,** академик РАН, ЗИН РАН, Санкт-Петербург, Россия;

Румянцев В.А., академик РАН, ИНОЗ РАН, Санкт-Петербург, Россия; **Тишков А.А.,** чл.-корр. РАН, ИГ РАН, Москва, Россия

Редакция

Ответственный секретарь – канд. биол. наук **Алехина И.А.,** ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Литературный редактор – **Миненко Е.В.,** Санкт-Петербург, Россия

Оригинал-макет и подготовка к печати: **Меркулов А.А.,** ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

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 1.6.1, 1.6.8, 1.6.14, 1.6.16, 1.6.17, 1.6.18.

Адрес редакции журнала «Проблемы Арктики и Антарктики»:

199397 Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38.

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

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт.

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

Подписной индекс издания в каталоге ООО «Урал-Пресс»

48657 – на полгода

© ГНЦ РФ ААНИИ, 2023; © Росгидромет, 2023.

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



Scientific peer-reviewed open access journal “Arctic and Antarctic Research” 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 – Vladimir V. Ivanov

Dr Sci. (Physics and mathematics),

MSU, Moscow, Russia

Deputy of the Editor-in-Chief:

German L. Leitchenkov, Dr. Sci. (Geology and mineralogy), VNIIOKEANGELOGIA, St. Petersburg, Russia

Vladimir Ya. Lipenkov, Cand. Sci. (Geography), AARI, St. Petersburg, Russia;

Galina V. Surkova, Dr. Sci. (Geography), MSU, Moscow, Russia

Members of the editorial board:

Genrikh V. Alekseev, Dr. Sci., AARI, St. Petersburg, Russia

Leonid P. Bobylev, Cand. Sci., NIERSC, St. Petersburg, Russia

Kirill V. Chistyakov, Dr. Sci., SPbU, St. Petersburg, Russia

Stanislav G. Denisenko, Dr. Sci., ZIN RAS, St. Petersburg, Russia

Dmitry V. Divine, Cand. Sci., NPI, Tromsø, Norway

Sergey A. Dobrolyubov, academician, Dr. Sci., MSU, Moscow, Russia

Elena O. Dubinina, RAS corr. member, IGEM RAS, Moscow, Russia

Nikolay N. Filatov, RAS corr. member, NWPI, Petrozavodsk, Russia

Mikhail V. Flint, academician, Dr. Sci., IO RAS, Moscow, Russia

Mikhail N. Grigoriev, Dr. Sci., MPI SB RAS, Yakutsk, Russia

Vladimir M. Kattsov, Dr. Sci., MGO, St. Petersburg, Russia

Boris V. Kozelov, Dr. Sci., PGI, Murmansk, Russia

Marina O. Leibman, Dr. Sci., ECI SB RAS, Tyumen, Russia

Matti Leppäranta, PhD, Prof. emer., UH, Helsinki, Finland

Vladimir A. Likhomanov, Cand. Sci., AARI, St. Petersburg, Russia

Vladimir F. Loginov, academician, Dr. Sci., INM NASB, Minsk, Belarus

Alexander P. Makshtas, Dr. Sci., AARI, St. Petersburg, Russia

Alexey V. Marchenko, Dr. Sci., UNIS, Longyearbyen, Norway

Evgeny U. Mironov, Dr. Sci., AARI, St. Petersburg, Russia

Yury B. Okolodkov, Cand. Sci., Veracruz, Mexico

Vladimir F. Radionov, Cand. Sci., AARI, St. Petersburg, Russia

Dominique Raynaud, Prof. emer., IGE, Grenoble, France

Kirill E. Sazonov, Dr. Sci., KSRC, St. Petersburg, Russia

Konstantin G. Stavrov, Dr. Sci., GNINGI, St. Petersburg, Russia

Pavel G. Talalay, Prof., Dr. Sci., Changchun, PRC

Leonid A. Timokhov, Dr. Sci., AARI, St. Petersburg, Russia

Oleg A. Troshichev, Dr. Sci., AARI, St. Petersburg, Russia

Nikolay B. Vakhtin, RAS corr. member, EUSP, St. Petersburg, Russia

Editorial Council:

Alexander S. Makarov, Dr. Sci., AARI, St. Petersburg, Russia (Chair)

Valery D. Kaminsky, academician, VNIIOKEANGELOGIA, St. Petersburg, Russia;

Vladimir M. Kotlyakov, academician, IG RAS, Moscow, Russia;

Genady G. Matishov, academician, ZFU, Rostov on the Don, Russia;

Oleg N. Pugachev, academician, ZIN RAS, St. Petersburg, Russia;

Vladislav A. Rumiantsev, academician, ILS RAS, St. Petersburg, Russia;

Arkady A. Tishkov, RAS corr. member, IG RAS, Moscow, Russia

Editorial

Executive Secretary – **Irina A. Alekhina**, Cand. Sci., AARI, St. Petersburg, Russia

Literary Editor – **Elena V. Minenko**, St. Petersburg, Russia

Original layout and preparation for printing: **Alexander A. Merkulov**, AARI, St. Petersburg, Russia

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

Registration Certificate for the web publishing Э/Т № ΦC 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: 1.6.1, 1.6.8, 1.6.14, 1.6.16, 1.6.17, 1.6.18.

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 catalog “Ural-Press” 48657 – for half a year

© SSC RF AARI, 2023; © Roshydromet, 2023.

Содержание

ОКЕАНОЛОГИЯ

- Развитие методики проведения специальных судовых ледовых наблюдений 394
*Т.А. Алексеева, Е.И. Макаров, В.А. Бородин, С.С. Сероветников,
Е.Б. Саперштейн, Ю.В. Соколова, В.Д. Котельников*
- Водный, тепловой и солевой баланс юго-восточной части Баренцева моря 407
С.М. Гордеева, Д.В. Дешова

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

- Характеристики аэрозоля на научно-исследовательском стационаре
«Ледовая база Мыс Баранова» в 2018–2023 гг. 421
*С.М. Сакерин, Д.М. Кабанов, М.А. Лоскутова, Д.Д. Ризе, Д.Г. Чернов,
Ю.С. Турчинович*
- Сравнение характеристик явлений в F -области высокоширотной ионосферы
при излучении мощных КВ радиоволн антеннами с узкой и широкой
диаграммой направленности 435
*Н.Ф. Благовещенская, Т.Д. Борисова, А.С. Калишин, И.М. Егоров,
Г.А. Загорский, А.С. Ковалев*
- Antarctic polar vortex dynamics in 2019 and 2020 under the influence
of the subtropical stratosphere 452
*V.V. Zuev, E.S. Savelyeva, V.N. Krupchatnikov, I.V. Borovko, A.V. Pavlinsky,
O.G. Chkhetiani, E.A. Maslennikova*

МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ

- Изменения параметров экстремальных температурных событий западной части
Российской Арктики по данным реанализов ERA5 и MERRA-2 в 1980–2022 гг. 464
И.В. Серых, А.Г. Костяной

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ

- Классификация криогенно-оползневых форм рельефа
для целей картографирования и прогноза 486
М.О. Лейбман, А.И. Кизяков, Н.Б. Нестерова, И.И. Тарасевич

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

- Изучение физических свойств льда в России и СССР (конец XIX в. — 1940 г.).
Плотность и пористость льда 501
К.Е. Сазонов

Contents

OCEANOLOGY

- Development of the method of special ship ice observations..... 394
*T.A. Alekseeva, Ye.I. Makarov, V.A. Borodkin, S.S. Serovetnikov, E.B. Saperstein,
Yu.V. Sokolova, V.D. Kotelnikov*
- Water, heat and salt balance of the south-eastern part of the Barents Sea 407
S.M. Gordeeva, D.V. Deshova

ATMOSPHERE AND HYDROSPHERE PHYSICS

- Characteristics of aerosol at the research base “Ice Cape Baranova” in 2018–2023..... 421
*S.M. Sakerin, D.M. Kabanov, M.A. Loskutova, D.D. Rize, D.G. Chernov,
Yu.S. Turchinovich*
- Comparison of features of phenomena in the high latitude ionospheric *F*-region
induced by powerful HF radio waves radiated by antennas with narrow
and wide beam patterns..... 435
*N.F. Blagoveshchenskaya, T.D. Borisova, A.S. Kalishin, I.M. Egorov,
G.A. Zagorskyi, A.S. Kovalev*
- Antarctic polar vortex dynamics in 2019 and 2020 under
the influence of the subtropical stratosphere..... 452
*V.V. Zuev, E.S. Savelieva, V.N. Krupchatnikov, I.V. Borovko, A.V. Pavlinsky,
O.G. Chkhetiani, E.A. Maslennikova*

METEOROLOGY AND CLIMATOLOGY

- Changes in the parameters of extreme temperature events in the western part
of the Russian Arctic according to ERA5 and MERRA-2 reanalyses in 1980–2022..... 464
I.V. Serykh, A.G. Kostianoy

GLACIOLOGY AND CRYOLOGY OF THE EARTH

- Classification of cryogenic-landslide landforms for mapping and prediction..... 486
M.O. Leibman, A.I. Kizyakov, N.B. Nesterova, I.I. Tarasevich

PAGES OF HISTORY

- Studies of ice physical properties in Russia and USSR (late XIXth century — 1940).
Ice density and porosity 501
K.E. Sazonov

ОКЕАНОЛОГИЯ OCEANOLOGY

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-394-406>
УДК 551.467



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL PAPER

Развитие методики проведения специальных судовых ледовых наблюдений

Т.А. Алексеева^{1,2}✉, Е.И. Макаров¹, В.А. Бородин¹, С.С. Сероветников¹,
Е.Б. Саперштейн¹, Ю.В. Соколова^{1,2}, В.Д. Котельников¹

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

² Институт космических исследований РАН, Москва, Россия

✉taa@aari.ru

ID ТАА, 0000-0002-1575-8784; ЮВС, 0000-0002-5744-7204; ВДК, 0009-0006-3204-5707

Аннотация. С середины XX в. специалистами Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) выполняются специальные судовые ледовые наблюдения в арктических и других замерзающих морях. Натурные данные об основных характеристиках ледяного покрова необходимы для разработки и уточнения ледовых прогнозов и для валидации спутниковой информации. В соответствии с техническими достижениями, а также с новыми научными и практическими задачами методика наблюдений постоянно развивается. Весной 2023 г. специалистами ААНИИ выполнялись ледовые наблюдения на борту атомного ледокола «50 лет Победы» в юго-западной части Карского моря. В данной статье представлены новые рекомендации к методике специальных судовых ледовых наблюдений, разработанные во время экспедиции: отправка на судно оперативной и прогностической гидрометеорологической информации из ААНИИ с запросом на ответную передачу в ААНИИ результатов обработки полученных данных в зонах прогнозируемой повышенной деформации ледяного покрова по пути движения судна и расширение возможностей судового телевизионного комплекса для получения информации о слоистости льда и его структуре.

Ключевые слова: гидрометеорологическое обеспечение, ледовое плавание, ледовые наблюдения, оптимальный маршрут, Северный морской путь, структура льда, судовый телевизионный комплекс

Для цитирования: Алексеева Т.А., Макаров Е.И., Бородин В.А., Сероветников С.С., Саперштейн Е.Б., Соколова Ю.В., Котельников В.Д. Развитие методики проведения специальных судовых ледовых наблюдений. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2023; 69(4): 394–406. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-394-406>

Поступила 18.10.2023

После переработки 07.11.2023

Принята 09.11.2023

Development of the method of special ship ice observations

Tatiana A. Alekseeva^{1,2✉}, Yevgeny I. Makarov¹, Vladimir A. Borodkin¹,
Sergey S. Serovetnikov¹, Elena B. Saperstein¹, Yulia V. Sokolova^{1,2},
Vladimir D. Kotelnikov¹

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

² Space Research Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

✉taa@aari.ru

ID TAA, 0000-0002-1575-8784; YVS, 0000-0002-5744-7204; VDK, 0009-0006-3204-5707

Abstract. Since the middle of the XXth century researchers at the Arctic and Antarctic Research Institute (AARI) have been carrying out special ship ice observations in the Arctic and other freezing seas. Field data about main sea ice parameters are necessary for developing and validation of sea ice forecasts and satellite information. In keeping with technological advances and new research and practical tasks this method is ever developing. In spring 2023 sea ice observations were organized by the AARI's researchers onboard the nuclear icebreaker *50 let Pobedy* in the south-western part of the Kara Sea. This paper presents recommendations concerning the method of special ship ice observations as developed during the expedition: dispatch to the vessel of operative and forecast hydrometeorological information from the AARI with a request for return transfer to the AARI of the processing results of the data obtained in the areas of predicted high deformation of ice cover along the route of navigation and upgrade of the ship television complex to receive information about ice layers and structure.

Keywords: hydrometeorological support, ice navigation, ice observations, ice structure, Northern Sea Route, optimal route, ship television complex

For citation: Alekseeva T.A., Makarov Ye.I., Borodkin V.A., Serovetnikov S.S., Saperstein E.B., Sokolova Yu.V., Kotelnikov V.D. Development of the method of special ship ice observations. *Arctic and Antarctic Research*. 2023; 69 (4): 394–406. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-394-406>

Received 18.10.2023

Revised 07.11.2023

Accepted 09.11.2023

Введение

В настоящее время в мире используются три метода визуальных судовых ледовых наблюдений: это методика Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ), протокол по ледовым процессам и климату антарктических морей Antarctic Sea-ice Processes and Climate (ASPeCt) (<http://www.aspect.aq>) и протокол Arctic Ship-based Sea Ice Standardization (IceWatch/ASSIST) (<http://icewatch.gina.alaska.edu>). Принцип всех судовых наблюдений заключается в визуальной фиксации параметров ледяного покрова во время движения судна. В международной практике судовые визуальные наблюдения производятся один раз в 1–3 часа по ходу движения судна, что не дает полной информации о ледяном покрове по пути плавания.

Система специальных судовых ледовых наблюдений ААНИИ была разработана в середине XX в. Первое обобщение опыта специальных судовых ледовых наблюдений было выполнено в 1944 г. Я.Я. Гаккелем (Я.Я. Гаккель (ред.). *Инструкция для производства наблюдений над льдами с корабля*. М.: Изд-во Главсевморпути; 1944. 42 с).

Основной принцип специальных судовых ледовых наблюдений ААНИИ заключается в непрерывной фиксации характеристик ледяного покрова и эксплуатационных показателей движения судна по пути и по району движения судна. До 2004 г. наблюдения за всеми параметрами выполнялись визуально, а с 2004 г. к визуальной

фиксации толщины льда и высоты снега были добавлены инструментальные измерения этих двух параметров с помощью судового телевизионного комплекса (СТК).

Наблюдения за ледовой обстановкой с борта судна необходимы для разработки качественных рекомендаций по оптимальному варианту плавания судов во льдах, для валидации спутниковой информации и ледовых прогнозов.

В последние годы возникла необходимость пересмотра методики специальных судовых ледовых наблюдений в связи с рядом причин:

1. Появилось большое количество данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) в открытом доступе, которые позволяют создавать информационную среду для фиксации эволюции процессов, происходящих в ледяном покрове, с большой достоверностью.
2. На судах появилась возможность безлимитной связи и передачи данных на сушу.
3. Усовершенствовалось научное и судовое оборудование.
4. Имеется достаточное количество данных, позволяющих по-новому понять природные механизмы формирования динамики ледяного покрова.
5. Необходимы разработка и усовершенствование краткосрочных и долгосрочных ледовых прогнозов для обеспечения судоходства в Арктике и других замерзающих морях.

Вышеизложенные обстоятельства определяют новые требования к методике специальных судовых ледовых наблюдений, которая должна включать:

1. Ежедневное поступление оперативных и прогностических данных и указаний по районам, требующим более подробного изучения с борта судна, из Центра управления экспедицией (ЦУЭ).
2. Максимально автоматизированное получение данных о характеристиках ледяного покрова, быстрый комплексный анализ на борту судна всех полученных данных и оперативная передача данных и результатов их обработки в ЦУЭ. Система должна работать вне зависимости от количества ледовых наблюдателей, даже если на борту присутствует лишь один специалист.
3. В результате совершенствования системы судовых специальных ледовых наблюдений должна быть разработана новая система синтеза ледовой информации на ледовых картах или иных средствах отображения, раскрывающая механизмы формирования динамики ледяного покрова.

В мае 2023 г. специалистами ААНИИ с согласия и с помощью ФГУП «Атомфлот» была организована научно-исследовательская экспедиция на борту атомного ледокола «50 лет Победы» во время штатной работы ледокола на трассе для проводки судов в юго-западной части Карского моря, в ходе которой были определены и апробированы основные положения новой методики специальных судовых наблюдений ААНИИ, представленные в данной статье.

Целью данной работы является разработка обновленной методики специальных судовых ледовых наблюдений для последующего внедрения в экспедиционную деятельность и оперативную практику.

Существующая методика специальных судовых ледовых наблюдений

Основным источником информации о характеристиках ледяного покрова в настоящее время являются данные с искусственных спутников Земли (ИСЗ), однако спутниковые данные не позволяют получить подробные характеристики ледяного покрова, отображающие его состояние. В связи с этим ледовые наблюдения с борта

судна занимают важное место в изучении ледяного покрова. Основной целью специальных судовых ледовых наблюдений является получение новых натуральных данных для выявления закономерностей мелкомасштабной изменчивости характеристик ледяного покрова, существенно влияющих на эффективность судоходства [1].

Специальные ледовые наблюдения по методике ААНИИ выполняются с ходового мостика судна непрерывно по всему маршруту следования судна во льдах по пути (зона по курсу судна, ширина которой равна 6-кратной ширине, а длина — 3-кратной длине корпуса судна) и по району движения (зона, ограниченная пределами горизонтальной видимости). Каждая однородная ледовая зона отделяется от предыдущей при изменении хотя бы одного ледового параметра на 0,5–1 балл.

По пути движения визуально оцениваются: общая и частная сплоченность, возраст, размеры ледяных полей, толщина льда и высота снега, торосистость, наслоенность, разрушенность, наличие и интенсивность сжатия в ледяном покрове, а также состояние канала, прокладываемого судном, наличие опасных ледовых явлений и опасных ледяных образований. По району движения визуально оцениваются: общая и частная сплоченности, возраст, размеры ледяных полей, торосистость, тип ориентации нарушений сплошности ледяного покрова.

Все ледовые характеристики определяются согласно их описанию в руководствах [1–3] и фиксируются в судовом бумажном или электронном журнале наблюдений.

Судовой телевизионный комплекс представляет из себя систему видеонаблюдения, адаптированную для фиксации выворотов льдин вдоль борта судна и последующего расчета толщины льда и высоты снега, также при необходимости СТК дополняется периферическими камерами для фоторегистрации ледовых условий на пути следования судна. Основная задача, решаемая с помощью комплекса, — это проведение непрерывных круглосуточных наблюдений и устранение влияния человеческого фактора на устойчивость результатов наблюдений. СТК в последние годы стал неотъемлемой частью проведения специальных судовых ледовых наблюдений ААНИИ. СТК состоит из двух модулей: модуля фоторегистрации и программно-аппаратного модуля обработки информации. Модуль регистрации осуществляет непрерывную съемку морского льда у борта судна и обеспечивает временную и географическую привязку получаемых снимков. Программно-аппаратный модуль архивирует получаемые данные и выделяет снимки, пригодные для измерения ледовых параметров. Подробное описание СТК приводится в работах [4, 5].

Экспедиция «ЛЕД-СМП-1/2023»

В мае 2023 г. отделом ледового режима и прогнозов ААНИИ была организована экспериментальная и обучающая экспедиция «ЛЕД-СМП-1/2023» в юго-западной части Карского моря на борту атомного ледокола (а/л) «50 лет Победы». В задачи экспедиции входили: мониторинг морского ледяного покрова на трассах Северного Морского пути (СМП), определение его современного состояния и его влияния на ледопроходимость судов, подготовка ледовых экспертов и наблюдателей, взаимодействие с судоводителями в интересах развития системы специализированного гидрометеорологического обеспечения. Наблюдения проводились во время четырех рейсов а/л «50 лет Победы» при выполнении проводки судов в Обскую губу (рис. 1).

В первом рейсе а/л «50 лет Победы» двигался автономно, а во втором, третьем и четвертом рейсах выполнял проводку судов «Залив Креста», «Мыс Желания» и «Сибирь», имеющих ледовый класс Arc4. По четырем маршрутам плавания были проведены визуальные ледовые наблюдения, измерения толщины льда и высоты

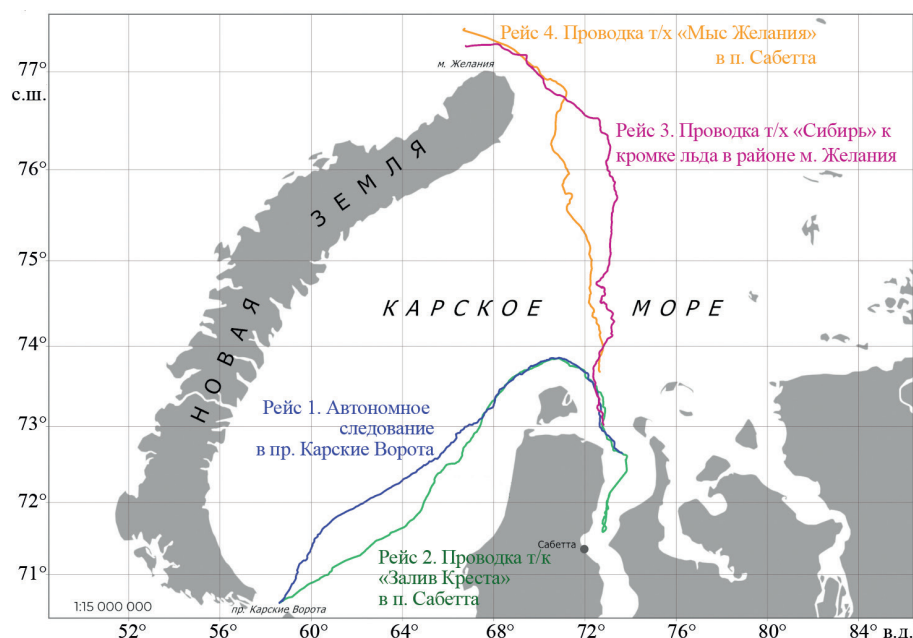


Рис. 1. Схема рейсов, во время которых выполнялись специальные судовые ледовые наблюдения экспедиции «ЛЕД-СМП-1/2023» на борту а/л «50 лет Победы» в мае 2023 г.

Fig. 1. Scheme of cruises «ICE-NSR-1/2023», where special ship ice observations were made, onboard the nuclear icebreaker *50 let Pobedy* in May 2023

снега с помощью СТК, велась запись изображений судового радара с помощью приставки Ice Vision. До экспедиции и во время нее разрабатывалась и отработывалась новая схема выполнения специальных судовых ледовых наблюдений. Из ААНИИ поступала прогностическая информация об особенностях ледового плавания и оптимальный маршрут плавания. Ледовые наблюдатели на борту судна оперативно обрабатывали и анализировали все полученные данные и отправляли их в ААНИИ для валидации прогноза в графическом и текстовом виде.

Одновременно были получены экспериментальные данные для последующего использования СТК в целях получения информации о строении льда. Для этого выполнялась съемка выворотов льда с помощью СТК и синхронная съемка фотоаппаратом для получения снимков высокого разрешения.

Результаты разработок более подробно представлены в следующем разделе.

Развитие технологии проведения специальных судовых ледовых наблюдений

Интерпретация и прогноз волновой динамики ледяного покрова

Основой нового подхода является планируемый эксперимент. Планирование основывается на оценке ожидаемого результата наблюдений. Это обеспечивается только при условии понимания механизмов формирования динамики ледяного покрова и, следовательно, наличия возможности прогнозирования его эволюции в конкретном

районе в конкретное время. Само планирование осуществляется путем обработки накопленной ранее информации и согласования ее между экспериментаторами.

Выбор оптимального варианта плавания в лаборатории изучения ледового плавания ААНИИ выполняется согласно методике, утвержденной 16 декабря 2020 г. Центральной методической комиссией Росгидромета («Метод специализированного прогноза ледово-эксплуатационных характеристик безледокольного плавания современных типов судов по трассам СМП заблаговременностью до 1 месяца», авторами разработки являются Е.И. Макаров, С.В. Фролов, В.Е. Федяков, Е.Б. Саперштейн). Ниже приведем краткое содержание данной методики.

Механизмы формирования структур ледяного покрова, которые являются индикаторами происходящих в нем динамических процессов, основаны на волновой концепции движения водной среды [6]. Волновые структуры таких движений имеют солитоноподобный характер. Аналоговым отображением такой динамики являются приливные волны Пуанкаре. На рис. 2а показан пример поля приливных волн Пуанкаре (стоячие волны) [7].

На рис. 2а также представлена регулярная сетка пересекающихся прямых линий (решетка), соединяющая пучности (гребни) стоячих волн. Форма ячеек решетки зависит от граничных условий акватории — ее размеров, морфологических характеристик дна и береговой черты. Предполагается, что для Северного Ледовитого океана (СЛО) форма ячеек должна быть близкой к квадратной.

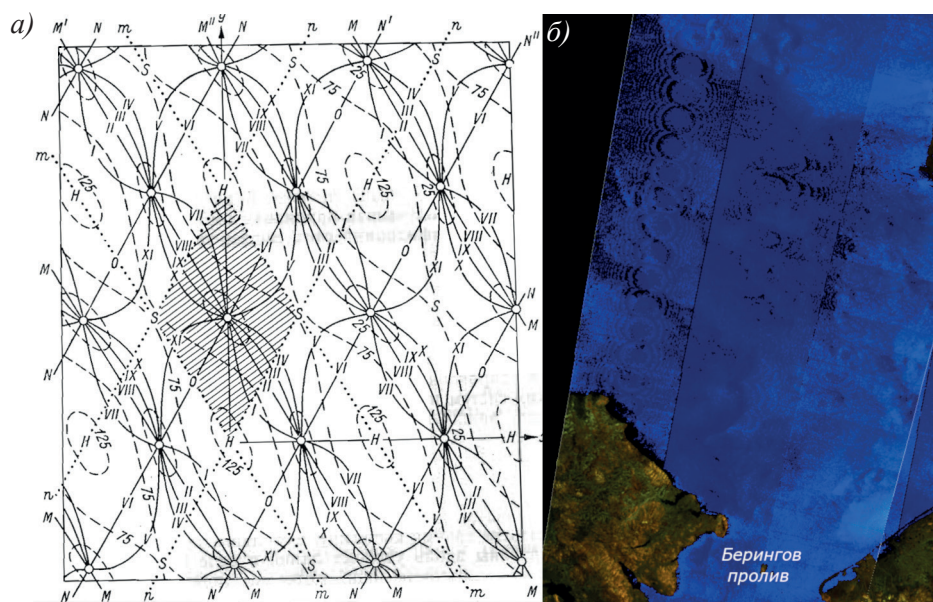


Рис. 2. Результат косой интерференции стоячих волн: а — поле приливных волн Пуанкаре — классический пример солитонобразной динамики вод [7]; б — снимок ИСЗ Sentinel-1 Чукотского моря от 24–27 сентября 2023 г. (<https://apps.sentinel-hub.com/>)

Fig. 2. The result of oblique interference of standing waves: а — the Poincaré tidal wave field is a classic example of soliton-like water dynamics [7]. б — Sentinel-1 satellite image (<https://apps.sentinel-hub.com/>) of the Chukchi Sea in September 24–27, 2023

Подтверждением того, что предлагаемая схема динамики вод и льдов реальна, являются радиолокационные съемки в Арктике с помощью ИСЗ. На рис. 2б представлен пример таких данных.

На рис. 2б видно, что акватория полностью покрыта волнами-солитонами и что пучности и впадины волн образуют регулярную решетку.

Указанные положения применены для аналоговой интерпретации волновых структур [6, 8] по данным карт сплоченности льда цифровой обработки MODIS-AMSR2 Бременского университета (<https://seaice.uni-bremen.de/sea-ice-concentration/modis-amsr2/>) микроволновых ИСЗ снимков СЛО. Пример такой интерпретации представлен на рис. 3.

Учитывая обстоятельство, что динамика волн-солитонов имеет наименьшее энергопотребление, а сами волны являются долгопериодными, есть все основания ожидать высокую устойчивость формируемых волновых структур. Высокая устойчивость структур дает основание для надежного их выявления и прогнозирования.

Описанные особенности схемы интерпретации и прогноза волновой динамики ледяного покрова были применены в период организации научно-оперативной экспедиции на борту а/л «50 лет Победы». В ЦУЭ производилась обработка цифровых данных микроволновых ИСЗ снимков акватории СЛО. По полученным результатам выбирались локальные районы планируемого маршрута атомохода. Районами интереса на маршруте считались места локализации узлов регулярной решетки, в которых линии тока волн-солитонов находились в непосредственной близости. Такие районы считались районами повышенной деформации ледяного покрова,

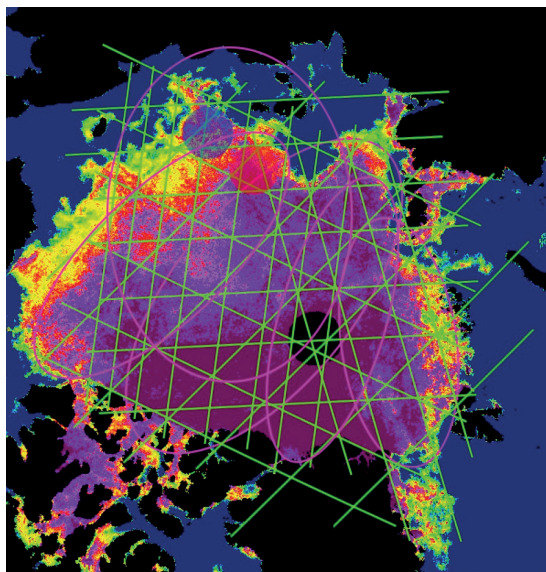


Рис. 3. Структуры ледяного покрова СЛО в виде волн-солитонов, определяющих его динамику 27.07.2005 [6, 8], наложенные на карту сплоченности морского льда MODIS-AMSR2 (<https://seaice.uni-bremen.de/sea-ice-concentration/modis-amsr2/>)

Fig. 3. Structures of the Arctic Ocean ice cover in the form of soliton waves that determine its dynamics on July 27, 2005 [6, 8], superimposed on the MODIS-AMSR2 sea ice concentration map (<https://seaice.uni-bremen.de/sea-ice-concentration/modis-amsr2/>)

торосообразования и сжатий. Ледовые наблюдения в таких районах должны были проводиться с максимально возможной детализацией.

Пример волнового анализа динамики ледяного покрова в Карском море 5 мая 2023 г. для передачи на борт атомного ледокола приведен на рис. 4.

Предоставление данных специальных судовых ледовых наблюдений по мере прохождения ледоколом заданных районов повышенной деформации ледяного покрова должно содержать в себе следующую информацию:

- выборка изображений судового радара, наиболее характерных для особенностей ледяного покрова в заданном районе;
- выборка изображений СТК для различных типов льда в заданном районе;
- панорамные фотографии пройденных однородных ледовых зон, сделанные с ходового мостика;
- обобщение данных визуальных ледовых наблюдений в заданном районе в табличном и текстовом виде.

Таким образом, в экспедиции «ЛЕД-СМП-1/2023» были отработаны состав и форма предоставления информации с борта судна для уточнения методики составления оптимального маршрута плавания. В дальнейшем форма и состав информации могут быть дополнены в зависимости от запросов для других ледовых прогнозов.

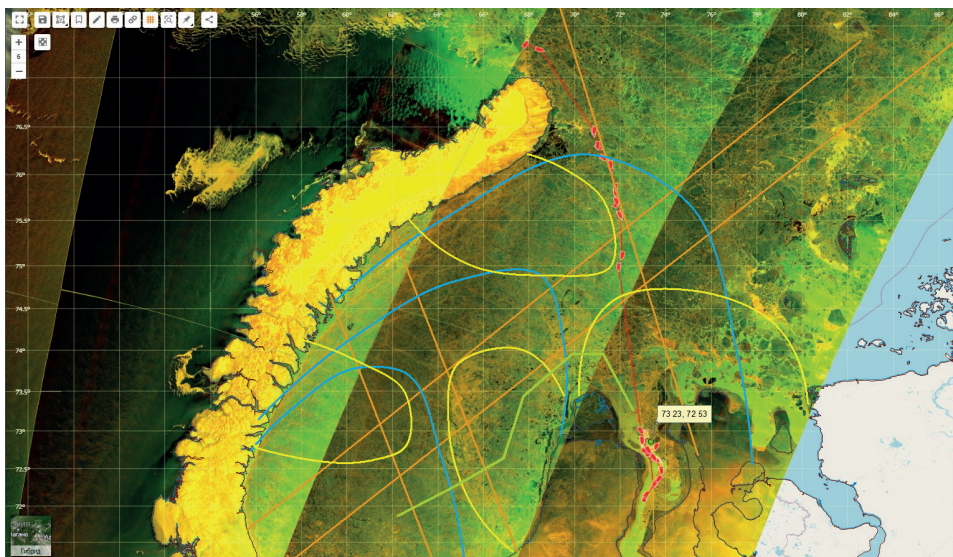


Рис. 4. Интерпретация волновых структур ледяного покрова для первого маршрута экспедиции «ЛЕД-СМП-1/2023». Зеленая линия — прогнозируемый оптимальный маршрут плавания. Оранжевые прямые — «природная решетка» собственных колебаний акватории, синие — распространение прогрессивной волны, желтые — отраженные волны [6, 8] для юго-западной части Карского моря, 5 мая 2023 г.

Fig. 4. Interpretation of the wave structures of the ice cover for the first route of the expedition «ICE-NSR-1/2023». The green line is the predicted optimal route of navigation. The orange lines are the “natural grid” of natural oscillations of the water area, the blue lines are the propagation of a progressive wave, the yellow lines are reflected waves [6, 8] for the southwestern part of the Kara Sea, May 5, 2023

Использование СТК для получения информации о строении льда при движении судна

Вопрос о выявлении и фиксации строения льда по ходу движения судна является важным для понимания закономерностей распределения льда различного строения и физических свойств на трассах СМП и в других районах Арктики. Строение ровного льда, под которым понимается совокупность кристаллического строения (структура) и распределение в толще льда различных включений (текстура), во многом определяет его физические свойства [9]. Фиксация выворотов льдин у корпуса судна с помощью СТК позволяет получить фотографии бокового скола льда, отражающие «текстурный рисунок» расколотов льдины в вертикальной плоскости. При естественном нарастании льда в его структуре и текстуре последовательно фиксируются все изменения, связанные с изменениями условий формирования льда за весь период его существования, а строение льда и стадии его состояния, т. е. внутренние изменения, происходящие со льдом под действием термометаморфических процессов, непосредственно влияют на физические свойства льда, в том числе на прочностные, что важно для судоходства [10]. Таким образом, по фотографиям выворотов льдин вдоль борта судна во время его движения можно восстановить «историю существования» исследуемой льдины.

На данный момент разрешение камеры СТК позволяет получить информацию о толщине льда и его слоистости. Слоистость льда чаще всего возникает в следующих случаях:

1. Переход от одного генетического типа льда к другому при изменении условий ледообразования, особенно в случае смены слоя, сложенного зернистыми и волокнистыми структурами [9, 10].

2. Фронтальное прерывание естественного роста кристаллов в результате динамических процессов в ледяном покрове (торошение, наслоение, разломы, образование трещин и полыней). В результате этих процессов к фронту кристаллизации на нижней границе льда поступают мелкие обломки и кристаллы внутриводного льда, образующиеся в толще воды. Возникает тонкая прослойка льда зернистой структуры (иногда и значительная), ниже которой продолжается естественное нарастание льда прежней структуры.

На рис. 5 показан пример скола льда, полученного при фиксации вывернутой льдины. В этом примере верхние слои «а» и «б» отличаются по текстуре от нижележащих слоев, но слои «с, d, e» сформированы, скорее всего, одним генетическим типом льда, а слоистость возникла в результате динамических процессов в ледяном покрове, что зафиксировалось в виде «слоев-прослоек». Можно предположить, что район, где формировалась льдина, достаточно динамичен, если на срок ее существования, судя по фотографии — не очень долгий, приходится не менее трех случаев нарушения естественного нарастания льда, вызванного динамическими процессами в ледяном покрове. По толщине слоев, которую можно определить с помощью СТК, и примерной скорости нарастания льда можно вычислить ориентировочные сроки торошения.

При разработке данной методики на первом этапе необходимо сосредоточиться на получении качественной информации о слоистости льда по фотографиям боковых сколов льдин. В дальнейшем необходимо увеличивать разрешение изображений с СТК для улучшения качества изображения текстуры льда.

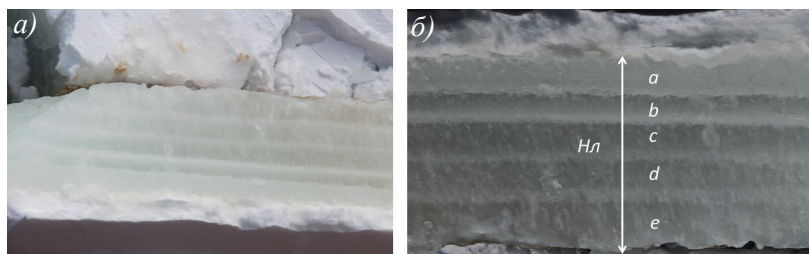


Рис. 5. Пример использования фотографий боковых сколов льдин для текстурного анализа: исходный снимок (а) и обработанный снимок (б). Проставленные на обработанном снимке (б) индексы отображают возможную интерпретацию слоистости льда, где $H_{л}$ — толщина льда, слой a — верхний слой зернистой структуры, слой b — слой неясного кристаллического строения (возможно, начала формирования волокнистой структуры), слои c , d и e — слои, скорее всего имеющие волокнистую структуру

Fig. 5. An example of using photographs of ice floes for texture analysis: original image (a) and processed image (b). The indices placed in the processed image (b) reflect a possible interpretation of the layering of ice, where $H_{л}$ is the thickness of the ice, layer a — the top layer of the granular structure, layer b — a layer of unclear crystalline structure (possibly the beginning of the formation of a fibrous structure), layers c , d and e — layers likely to have a fibrous structure

Одновременно с СТК-съемкой необходимо получать следующие натурные данные с борта судна:

- данные о солёности воды в районе проведения съемки, так как солёность воды является одним из основополагающих факторов, влияющих на ледообразование, что отражается на формировании льда различных генетических типов;
- данные о метеорологической обстановке в районе проведения съемки;
- данные о температуре воды на участке фиксации текстуры льда.

Дополнительно при анализе информации о структуре льда необходимо привлекать следующие материалы:

- данные о течениях (необходимо учитывать, что для дрейфующих льдов начальное и дальнейшее формирование льда может протекать в разных местах и, соответственно, строение льда, восстановленное по текстурному рисунку, может не отражать условия формирования льда в точке фиксации);
- сведения о строении льда и условиях ледообразования для исследуемых участков акватории с учетом сезонности из других источников. Особое внимание следует обратить на данные о строении льда, полученные непосредственно в полевых условиях [11]. Эти данные могут быть использованы как тестовые для идентификации данных о строении льда, полученных при СТК-съемке.

Таким образом, при внедрении вышеописанной методики определения структуры льда с помощью СТК будет поступать массив данных, на которых станет возможным выявление «основного сценария формирования льда» для различных акваторий. Под сценарием формирования льда авторами статьи понимается смена условий ледообразования, приводящая к последовательному нарастанию льда различных генетических типов. Под «основным сценарием» понимается повторяющийся из года в год сценарий формирования льда, который отражает как повторяющееся строение льда, так и повторяющиеся условия ледообразования для данной акватории.

Помимо «основного сценария» формирования льда, охватывающего значительные площади, лед может формироваться по «локальным сценариям», которые отражают нарастание льда в отличных от «основного сценария» условиях ледообразования. К таким участкам ледяного покрова относятся льды прибрежной полосы, вблизи торосов и айсбергов, в трещинах и разводах. Строение льда, сформированного по «локальным сценариям», будет отличаться от строения льда, сформированного по «основному сценарию», что будет сказываться на физических свойствах льда. Поэтому в результате проводимого анализа материалов СТК-съемки необходимо стремиться разграничивать материалы по группам: материалы, отражающие строение льда, сформированного по «основному сценарию», и материалы, отражающие строение льда, сформированного по «локальным сценариям». Каждая группа будет нести соответствующую, присущую именно ей, информацию о строении льда, что необходимо учитывать при анализе его физических свойств.

Разработка новой комплектации СТК

В первую очередь необходимо отметить некоторое разветвление в процессе совершенствования и модернизации СТК. Судовой телевизионный комплекс, как система, ориентированная в первую очередь на проведение и совершенствование научных наблюдений, в 2018 г. позволил сформировать проект судового телевизионно-метеорологического комплекса (СТМК), основной задачей которого является оперативная поддержка системы специализированного гидрометеорологического обеспечения стандартизированными опорными данными о ледовой и метеорологической обстановке в районе движения судна [4].

Проект СТМК, разрабатываемый с целью установки на большое количество судов, в первую очередь ориентированный на автоматический сбор ключевых данных, не отвечает требованиям научно-исследовательских задач. Это обусловлено необходимостью стандартизации оборудования СТМК согласно регламентам средств измерений и морского регистра и не предполагает активных модернизационных работ сверх поставленных перед системой задач.

СТК, оставаясь непрерывно развивающимся научно-исследовательским оборудованием, продолжает совершенствоваться и модифицироваться путем отработки и внедрения новых технических решений.

На текущем этапе проводятся работы по дооснащению СТК комплектом мобильной метеорологической станции с целью получения попутной метеорологической информации, имеющей специфические, относительно штатных судовых метеостанций, режимы сбора данных, позволяющие четко привязывать регистрируемые ледяные образования к текущим условиям.

Серьезным шагом в улучшении информативности собираемых данных является разработка методики получения информации о торосистости льда на пути следования судна на основе комбинирования данных толщиномера и группы акселерометрических датчиков, что в совокупности с информацией о движении судна позволяет оценивать торосистость в виде относительного параметра динамики движения судна. При таком подходе параметр торосистости характеризует не площадное распределение торосов в районе плавания, а комплексный параметр динамического сопротивления отдельных торосов движению судна на пути следования.

Для обеспечения более качественной оценки морфологии боковых сколов льдин проводятся работы по повышению разрешающей способности камеры толщиномера и средств защиты объектива камеры при ее установке ближе к площадке измерений, что приводит к активному забрызгиванию и обмерзанию оптики.

Программно-аппаратный комплекс непрерывно дооснащается новыми алгоритмами, обеспечивающими взаимодействие всех регистрирующих элементов, автоматическую предобработку и получение окончательных результатов обработки потоковых данных в реальном масштабе времени.

Необходимо отметить, что полная автоматизация процесса работы комплекса СТК невозможна ввиду значительной доли информации визуальных наблюдений, получаемой ледовым наблюдателем. Тем не менее непрерывное повышение степени автоматизации обработки потоковой информации СТК и формирование оперативных комплексных данных, дополненных параметрами сопутствующих условий наблюдения, имеет приоритетное значение в рамках развития системы.

Одним из серьезных ограничивающих факторов в процессе технического совершенствования СТК является сохранение высокой степени мобильности комплекса, а также универсальности применения на разных типах судов при проведении экспедиционных и специальных работ.

Заключение

В рамках экспедиции «ЛЕД-СМП-1/2023» была разработана и частично введена в практику обновленная методика специальных судовых ледовых наблюдений. Основой нового подхода является планируемый эксперимент, который заключается в оценке ожидаемого результата наблюдений. В центре управления экспедицией производится анализ динамики ледяного покрова в районе экспедиции, составляется оптимальный маршрут плавания и выделяются наиболее важные для прогноза районы, то есть районы повышенной деформации ледяного покрова. На борту судна научная группа проводит максимально детализированные наблюдения в выделенных районах, по мере их прохождения анализирует и обобщает данные специальных судовых ледовых наблюдений и оперативно отправляет их в центр управления экспедицией.

Для получения более полной информации о ледяном покрове как среде существования важное значение имеет информация о строении морского льда и истории его формирования. Такую информацию можно получить путем повышения разрешающей способности камеры СТК и средств защиты объектива камеры при ее установке ближе к площадке измерений. Фиксация выворотов льдин у корпуса судна с помощью СТК позволяет получить фотографии вертикального скола льда, отражающие «текстурный рисунок» льдины в вертикальной плоскости. В настоящее время сотрудниками ААНИИ разрабатывается методика определения структуры льда с помощью СТК, что позволит в дальнейшем выявлять «основной сценарий формирования льда» для различных акваторий.

Конфликт интересов. Авторы не имеют конфликта интересов.

Финансирование. Данная работа была поддержана Российским научным фондом, грант № 23-17-00161.

Competing interests. The authors declare no conflict of interest.

Financing. We thank the Russian Science Foundation [grant number 23-17-00161] for the financial support of our studies.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. Наблюдения за ледовой обстановкой. СПб.: ГУ «АНИИ»; 2009. 360 с.
2. Руководство по производству ледовой авиаразведки. Л.: Гидрометеониздат; 1981. 240 с.
3. Дерюгин К.К., Карелин Д.Б. Ледовые наблюдения на морях. Л.: Гидрометеониздат; 1954. 168 с.
4. Сероветников С.С., Фролов С.В., Клейн А.Э. Судовой телевизионный комплекс — реализация автоматизированной системы натурных измерений толщины морского льда. *Российская Арктика*. 2018; 2: 41–55. <https://doi.org/10.24411/2658-4255-2018-00017>
Serovetnikov S.S., Frolov S.V., Klein A.E. Ship-based television complex — the program for automatic sea ice thickness monitoring. *Russian Arctic*. 2018; 2: 41–55. (In Russ.) <https://doi.org/10.24411/2658-4255-2018-00017>
5. Афанасьева Е.В., Сероветников С.С., Алексеева Т.А., Гришин Е.А., Солодовник А.А., Филиппов Н.А. Применение данных судового телевизионного комплекса в оперативном гидрометеорологическом обеспечении морской деятельности на примере картирования толщины ледяного покрова в Арктике. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2022; 68(2): 96–117. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-2-96-117>
Afanasyeva E.V., Serovetnikov S.S., Alekseeva T.A., Grishin E.A., Solodovnik A.A., Filippov N.A. Mapping the thickness of sea ice in the Arctic as an example of using data from a ship-based television complex for operational hydrometeorological support of maritime activities. *Arctic and Antarctic Research*. 2022; 68(2): 96–117. (In Russ.) <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-2-96-117>
6. Макаров Е.И., Саперштейн Е.Б., Фролов С.В., Федяков В.Е. Разработка сценариев для тактического планирования транзитных рейсов газовозов в ледовых условиях в акватории СМП. *Труды 15-й Международной конференции и выставки по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ (RAO/CIS Offshore 2021), 21–24 октября 2021*. М.: Издательство Перо; 2021. С. 181–187.
7. Некрасов А.В. Приливные волны в окраинных морях. Л.: Гидрометеониздат; 1975. 247 с.
8. Макаров Е.И., Алексеева Т.А., Саперштейн Е.Б. Физико-статистические обобщения по оптимальным вариантам транзитных ледовых плавания для круглогодичных навигаций на Северном Морском пути. *Труды 16-й Международной конференции и выставки по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ (RAO/CIS Offshore 2023), 26–29 сентября 2023*. М.: Издательство Перо; 2023. С. 160–163.
9. Черепанов Н.В. Классификация льдов природных водоемов. *Труды АНИИ*. 1976; 331: 77–99.
Cherepanov N.V. Classification of ice of natural water bodies. *Trudy Arkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta = Proceedings of the ARI*. 1976; 331: 77–99. (In Russ.)
10. Морской лед. СПб.: Гидрометеозидат; 1997. 402 с.
11. Федотов В.И. Строение однолетнего льда моря Лаптевых в весенний период. *Труды АНИИ*. 1976; 331: 151–156.
Fedotov V.I. Structure of first-year sea ice in the Laptev Sea in spring period. *Trudy Arkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta = Proceedings of the ARI*. 1976; 331: 151–156. (In Russ.)

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-407-420>
УДК 551.465.4 (268.45)



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL PAPER

Водный, тепловой и солевой баланс юго-восточной части Баренцева моря

С.М. Гордеева^{1,2✉}, Д.В. Дешова¹

¹ *Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия*

² *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия*

✉gordeeva@rshu.ru

ID SMG, 0000-0001-9797-5266; ДВД, 0009-0008-9851-0514

Аннотация. В статье представлены оценки адвективных потоков на открытых границах, а также других компонентов водного, теплового и солевого балансов юго-восточной части Баренцева моря (иногда называемой Печорским морем). По среднемесячным данным реанализов MERCATOR GLORYS12V1 и ECMWF ERA5 за период 1993–2018 гг. рассчитаны объемный расход воды, потоки тепла и соли на границах юго-восточной части Баренцева моря (западная граница по 50° в. д., северная граница по 71° с. ш. и разрез в проливе Карские Ворота); потоки тепла и влаги на поверхности моря. Балансы воды, тепла и соли собраны с невязкой, не превышающей 1,6 %. Выявлено, что адвекция через границы акватории играет главную роль в формировании всех балансов. Основной поток вод направлен с северо-запада акватории транзитом через пролив Карские Ворота в Карское море. На основании анализа линейных трендов показано, что все основные потоки имеют значимый положительный тренд. Это указывает на рост транзита атлантических вод через юго-восточную часть Баренцева моря. Также отмечен рост испарения и теплоотдачи с поверхности моря, связанный с ростом температуры воды.

Ключевые слова: взаимодействие с атмосферой, водный баланс, водообмен, Карские Ворота, Печорское море, солевой баланс, тепловой баланс, MERCATOR GLORYS12V1

Для цитирования: Гордеева С.М., Дешова Д.В. Водный, тепловой и солевой баланс юго-восточной части Баренцева моря. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2023; 69(4): 407–420. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-407-420>

Поступила 06.08.2023

После переработки 15.10.2023

Принята 23.11.2023

Water, heat and salt balance of the south-eastern part of the Barents Sea

Svetlana M. Gordeeva^{1,2✉}, Diana V. Deshova¹

¹ *Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg, Russia*

² *Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

✉gordeeva@rshu.ru

ID SMG, 0000-0001-9797-5266; DVD, 0009-0008-9851-0514

Abstract. The south-eastern part of the Barents Sea is located away from the main currents, with a combination of climatic, hydrological and oceanological processes creating conditions that make

the region different from the rest of the Barents Sea such that it is seen as a separate region and called sometimes the Pechora Sea. Despite the intensive economic activity in the south-eastern part of the Barents Sea, it is not yet clear to what extent the general Atlantic water transport in the Barents Sea and, consequently, the transport of heat and salt, affects this region. Therefore, the aim of this study was to assess advective flows at open boundaries, as well as other components of the water, heat and salt balances of the south-eastern part of the Barents Sea. Based on monthly average data from the MERCATOR GLORYS12V1 reanalysis for the period 1993–2018, we calculated water transport, heat and salt flows at the boundaries of the south-eastern part of the Barents Sea (at 50° E in the west, at 71° N in the north and in the Kara Gate Strait); to close the balances, an assessment was made of sea-atmosphere interaction characteristics on the sea surface based on ECMWF ERA5 reanalysis data. Water, heat and salt balances were combined with a residual not exceeding 1.6 %. Linear trends for the characteristics obtained were calculated. It is revealed that the average long-term resulting water transport in the south-eastern part of the Barents Sea is directed from the north-west of the region to the Kara Gate Strait (0.40 Sv). This current is associated with the Atlantic waters and also carries heat and salt. The resulting heat input (5.92 TW) creates a heat excess in the water area, which is compensated for by interaction with the atmosphere (1.86 TW). The salt flow through the region is estimated at 13.98 t/s. During the study period, all the main flows have a statistically significant positive trend in the incoming and outgoing parts of the balances: water transport — 0.005 Sv per year; salt flow — 0.18 t/s per year. This indicates an increase in the transit of Atlantic waters through the south-eastern part of the Barents Sea. An increase in the advective heat flux (0.15 TW per year) across the western border is accompanied by an increase in its release into the atmosphere (0.07 TW per year) and an increase in evaporation of 6.9 mm per year. Sea levels are also rising at a rate of 0.27 cm per year. Thus, the increasing dynamics of the processes in the region is a factor to take into account in conducting economic activities.

Keywords: heat balance, Kara Gates, Pechora Sea, sea-atmosphere interaction, salt balance, water balance, water transport, MERCATOR GLORIS12V1

For citation: Gordeeva S.M., Deshova D.V. Water, heat and salt balance of the south-eastern part of the Barents Sea. *Arctic and Antarctic Research*. 2023; 69 (4): 407–420. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-407-420>

Received 06.08.2023

Revised 15.10.2023

Accepted 23.11.2023

Введение

Природные условия юго-восточной части Баренцева моря, которую иногда называют Печорским морем, отличаются от остальной акватории. Здесь более суровый климат и ледовые условия вследствие ослабленного влияния Норвежского течения, заходящего в Баренцево море [1].

Юго-восточная часть Баренцева моря подвержена влиянию многих динамических процессов и приходу различных типов водных масс¹ [2]: с запада поступают теплые и соленые атлантические воды вместе с потоками воды из Белого моря, на востоке осуществляется водообмен с Карским морем через пролив Карские Ворота, через поверхность происходит взаимодействие с атмосферой. Режим вод на юго-востоке Баренцева моря в основном определяется влиянием стока р. Печоры. Таким образом, совокупность климатических, гидрологических и океанологических факторов создает в так называемом Печорском море отличную от смежного баренцевоморского бассейна обстановку [3], которая требует изучения.

¹ Печорское море. Экологический атлас: Научно-популярное издание «Газпром-нефть». СПб: Галерея Печати; 2018. 144 с.

Одним из подходов к исследованию любого бассейна является балансовый метод [4]. Водный, тепловой и солевой балансы представляют собой количественное соотношение прихода, расхода и аккумуляции (запаса) воды, тепла или соли для исследуемого объекта за определенный промежуток времени. Метод баланса позволяет сопоставлять и оценивать степень воздействия отдельных источников на общий режим водного объекта за различные периоды времени, выявлять закономерности изменения гидрологических процессов, происходящих под влиянием теплообмена между соседними водными объектами и атмосферой.

Исследованию баланса вод в Баренцевом море посвящено множество работ, а вот конкретно юго-восточная его часть в этом плане остается слабо изученной. Несмотря на особенности гидрологического режима данного района, связь и влияние гидрологической обстановки Баренцева моря в целом на его юго-восточную часть все же несомненны. Поэтому сначала оптимально обратиться к обзору исследований компонентов водного, теплового и солевого балансов всей акватории Баренцева моря.

В Баренцевом море баланс вод в целом состоит из притока на западной границе и оттока на востоке и северо-востоке. В балансе участвуют и другие процессы, но они, в сравнении с адвективным переносом, малы. Так, со льдами Карского моря и Арктического бассейна в Баренцево море поступает около 0,004 Св воды, а береговым стоком — примерно 0,005 Св пресной воды, 90 % которой приходится на р. Печору [1].

Одну из ранних оценок среднего потока в Карских Воротах (0,7 Св) получил Н.С. Уралов (1960) с помощью расчетов динамическим методом (табл. 1). Дальнейшие измерения течений и расчеты потока были близки по величине к оценке Н.С. Уралова. Но эти значения подверглись сомнению из-за большой величины при малом поперечном сечении пролива. Более поздние оценки дают меньшую величину расхода и составляют 0,05–0,6 Св [1].

В 1997 г. приток атлантических вод на западной границе Баренцева моря начали измерять «прямо», с помощью измерителей течений [2], суммарный приток вод за год составил 2 Св. На северо-восточной границе (от арх. Земля Франца-Иосифа до Новой Земли) с помощью модельных значений также получен средний за год поток 2 Св. На северной границе моря оценки основаны на геострофических расчетах по данным, полученным путем прямых измерений течений только в двух точках, получено значение в 0,1–0,3 Св, дать более точную оценку расхода на севере Баренцева моря оказалось затруднительно из-за ледовых условий.

L.H. Smetsrud с соавторами [5] на основе множества длительных временных рядов (1900–2000 гг.) получил средний приход через западную границу Баренцева моря в 2,4 Св, который полностью компенсировался расходом на северо-восточной восточной границе.

Другие ученые с помощью климатической модели HIRHAM/NAOSIM для Арктики [6] по среднемесячным данным скорости течений и температуре рассчитали приток вод и тепла в Баренцево море в период 1979–2016 гг. Средняя за год величина притока на разрезе по меридиану от Норвегии до арх. Шпицберген составила $2,3 \pm 0,3$ Св.

W. Maslowski с соавторами [7] использовали подход, заключающийся в количественной оценке модельной средней циркуляции и переноса масс и свойств

в Баренцевом море и их изменчивости за период 1979–2001 гг. Оценки водообмена на границах Баренцева моря, приведенные в [7], также показаны в табл. 1.

Таким образом, из предыдущих исследований видно, что Баренцево море является в значительной мере динамичным районом в Северо-Европейском

Таблица 1

**Суммарные оценки водообмена на границах Баренцева моря
по данным разных исследований**

Table 1

**Summary estimates of water transport at the boundaries of the Barents Sea,
according to different studies**

	Западная граница	Восточная граница	Северная граница	Пролив Карские Ворота
Расход, Св				
Н.С. Уралов [1]	—	—	—	0,70
После Н.С. Уралова [1]	—	—	—	0,05–0,60
«Прямые» измерения [2]	2,0	2,0	0,30	—
L.H. Smedsrud at al. [5]	2,40	2,40	—	—
HIRHAM/NAOSIM [6]	2,30	—	—	—
W. Maslowski at al. [7]	3,27	2,56	0,36	0,32
Данное исследование	—	—	—	0,40
Количество тепла, ТВт				
W. Maslowski at al. [7]	78,38	2,15	0,76	0,70
Данное исследование	—	—	—	4,09
Количество соли, т/с				
W. Maslowski at al. [7]	114,15	88,65	12,55	10,64
Данное исследование	—	—	—	13,75

бассейне, пропускающим через себя атлантические воды с преобладающим направлением с запада на восток, с их последующей тепловой и соленостной трансформацией. Юго-восточная часть Баренцева моря находится в стороне от основных течений моря, и, несмотря на интенсивную хозяйственную деятельность на акватории, до сих остается невыясненным вопрос, насколько общий баренцевоморский перенос атлантической воды и с ней — тепла и соли отражается в этом регионе.

Кроме того, в отличие от предыдущих исследований, где оценки потоков на границах в основном были основаны на данных натурных наблюдений косвенных параметров, прямых измерений течений или математического моделирования, в данном исследовании используется постоянно обновляемые реанализы. В них осуществляется совместное использование архивных наблюдений и модельных данных. И, таким образом, производится учет множества факторов, влияющих на результаты.

Поэтому целью настоящего исследования стала оценка адвективных потоков на открытых границах, а также других компонентов водного, теплового и солевого балансов юго-восточной части Баренцева моря на основе данных современных реанализов.

Материалы и методы

Гидрологические параметры (температура, соленость, скорость течения, уровень, концентрация льда) выбирались из реанализа MERCATOR GLORYS12V1 морской службы Copernicus (https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/GLOBAL_REANALYSIS_PHY_001_030), основанного на существующей системе глобального прогнозирования CMEMS в реальном времени. Выходные файлы глобального океана в этой базе отображаются на стандартной регулярной сетке с шагом $1/12^\circ$ (примерно 8 км) и на 50 стандартных уровнях.

Атмосферные параметры (осадки, испарение, составляющие теплообмена с атмосферой) взяты из реанализа ERA5 службы климатической изменчивости Copernicus (<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels-monthly-means>). ERA5 — это реанализ ECMWF пятого поколения для глобального климата и погоды за последние 8 десятилетий. Данные были переведены в обычную сетку широта–долгота $0,25^\circ$.

Сравнение реанализа GLORYS12V1 с инструментальными наблюдениями проводилось в исследовании В.В. Иванова и др.¹ Они получили соответствие распределения гидрологических параметров на вертикальных разрезах в Баренцевом море по данным реанализа GLORYS12V1 с измерениями, сделанными в ходе экспедиции «Трансарктика-2019». В частности, ими был сделан вывод (Иванов, Данышина, Смирнов, 2021, с. 19): «...модельные данные и данные реанализа также дают близкую к фактической оценку пространственной изменчивости параметров АВ (атлантических вод) по мере их движения в Баренцевом море, что позволяет использовать эти материалы для анализа пространственно-временной изменчивости гидрофизических характеристик...».

В качестве границ исследуемой акватории юго-восточной части Баренцева моря рассматривались меридиональный и широтный разрезы от точки 71° с. ш. 50° в. д. к югу (западная граница) и востоку (северная граница) до берега; для пролива Карские Ворота — по параллели $70^\circ 25'$ с. ш. на долготе от $57^\circ 5'$ до $58^\circ 45'$ в. д. (от Новой Земли на западе и до материка на востоке). Из архива выбирались среднемесячные значения меридиональной и зональной составляющих скорости течения, температуры и солёности воды на горизонтах базы данных исходя из рельефа дна от поверхности до дна за период с января 1993 г. по декабрь 2018 г.

Оценка объемного расхода, потоков тепла и соли в толще воды производилась для каждой ячейки разреза отдельно по формулам (1), (2) и (3) [8], которые потом суммировались на всем разрезе.

Объемный расход — объем жидкости, протекающей через поперечное сечение потока в единицу времени, — определяется по формуле:

$$Q = V \cdot \Delta H \cdot \Delta R \cdot 10^{-6}, \quad (1)$$

где Q — объемный расход, Св ; V — скорость течения в центре каждого слоя, м/с ; ΔH — толщина слоя, м ; ΔR — расстояние между точками расчетной сетки базы данных, м .

¹ Иванов В.В., Данышина А.В., Смирнов А.В. Разработка объединенных схем пространственного распределения гидрофизических характеристик на основе данных наблюдений, моделирования и реанализа. В кн.: *Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2021). Материалы XVII международной научно-технической конференции*. Том II. М.: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН; 2021. С. 22–26.

Тепловой поток — количество теплоты, передаваемой за единицу времени через единицу площади, — рассчитывается по формуле:

$$F_t = C_p \cdot \rho \cdot (T - T_f) \cdot V \cdot \Delta H \cdot \Delta R, \quad (2)$$

где F_t — поток тепла, Вт; C_p — удельная теплоемкость воды, равная 4200 Дж/(кг·с); ρ — плотность воды, равная 1025 кг/м³; T — температура морской воды, °С; T_f — минимальная температура морской воды в данной точке, °С.

Поток соли — количество соли, передаваемой за единицу времени через единицу площади, — определяется по формуле:

$$F_s = \rho \cdot S_w \cdot V \cdot \Delta H \cdot \Delta R, \quad (3)$$

где F_s — поток соли, кг/с; S_w — соленость морской воды, кг/кг.

Кроме основных потоков, замыкались водный и тепловой балансы по формулам (4) и (5) для всего объема моря в указанных границах, а солевой баланс определялся только потоком соли F_s .

Водный баланс составлялся по формуле:

$$Q + W + H + (P - E) = 0, \quad (4)$$

где Q — объемный расход, горизонтальная адвекция вод; W — речной сток; H — изменение объема моря за счет колебаний уровня; P — атмосферные осадки, E — испарившаяся (конденсирующая) влага.

Тепловой баланс рассчитывался по формуле:

$$F_t + \Phi = 0, \quad (5)$$

где F_t — адвекция тепла течениями; $\Phi = (S + E_{\text{эф}} + LE + F)$ — теплообмен с атмосферой; S — солнечная радиация, приходящая на поверхность (коротковолновое излучение); $E_{\text{эф}}$ — тепловое излучение с поверхности (длинноволновое или земное излучение); LE — скрытый турбулентный поток тепла; F — явный турбулентный поток тепла.

Для объемного, теплового и солевого балансов были рассчитаны невязки [4], которые показывают, происходит ли накопление вод, тепла и соли в регионе. Также они помогают понять, достаточно ли используемых составляющих для определения баланса.

Результаты и обсуждение

Если рассматривать распределение адвективных потоков на вертикальных разрезах через жидкие границы акватории (рис. 1), очевидно, что наиболее интенсивный перенос отмечается на западной и восточной границах бассейна, характеризуя транзит атлантических вод вдоль южного побережья Баренцева моря в Карское. Северная граница региона малоподвижна. Основное восточное течение на западной границе бассейна разделяется на достигающие дна струи, усиливающиеся над северными склонами подводных возвышенностей. В проливе Карские Ворота самая сильная струя северного направления приурочена к придонной части основной котловины пролива. В мелководной части пролива у побережья Новой Земли отмечается течение Литке южного направления. Поток соли практически повторяет пространственное распределение объемного расхода. Распределение потока тепла показывает максимумы ближе к поверхности, что связано с повышенными значениями температуры воды на этих горизонтах.

Средние многолетние за период 1993–2018 гг. интегральные оценки расхода, потоков тепла и соли на границах исследуемой области (адвекция) приведены в табл. 2 и на рис. 2, из которых видно, что преобладающее направление переноса вод — от северо-запада региона (Колгуево-Печорское течение) в пролив Карские Ворота.

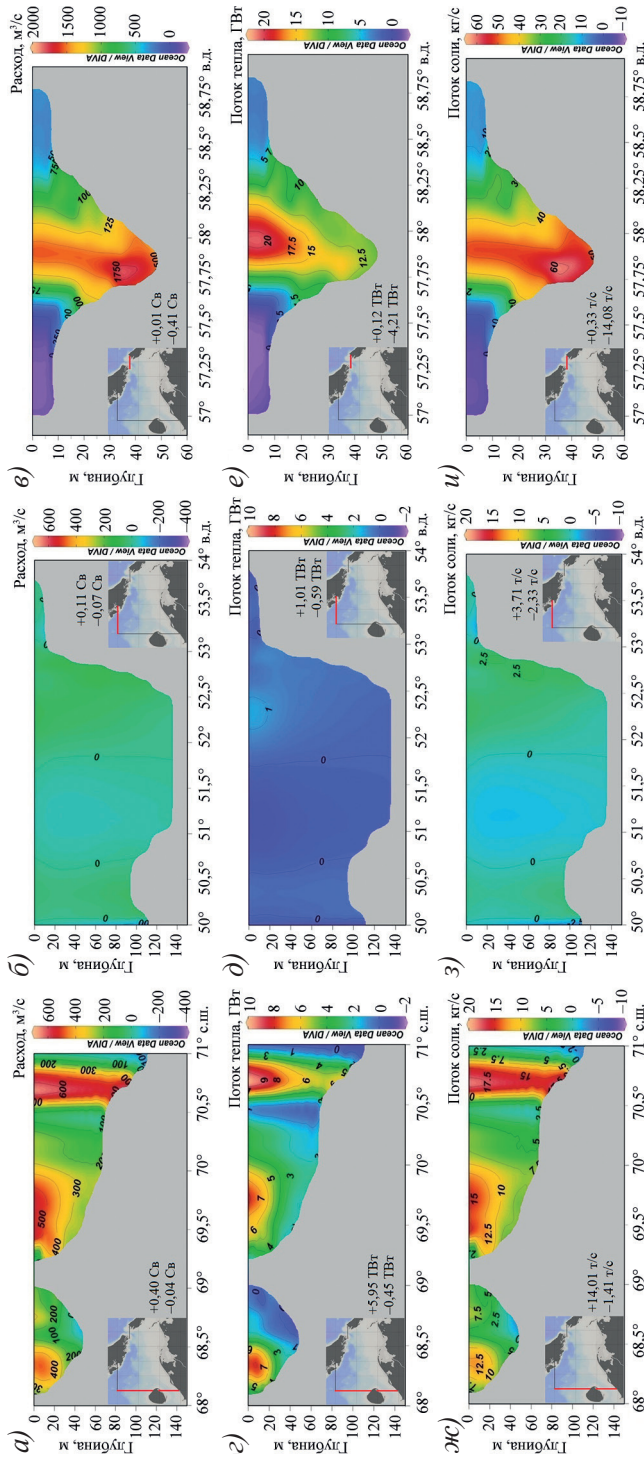


Рис. 1. Вертикальное распределение объемного расхода, ГВт (z, d, e) и соли, кг/с (жс, z, u) на границах исследуемого района: вдоль меридиана 50° в. д. (a, z, жс), вдоль параллели 71° с. ш. (б, d, з) и в проливе Карские Ворота (в, e, u) в среднем многолетнем усреднении за период 1993–2018 гг.

Fig. 1. Vertical distribution of water transport, m^3/s (a, d, e), heat flow, GW (z, d, e) and salt, kg/s (жс, z, u) at the boundaries of the study area: along meridian 50° E (a, z, жс), along parallel 71° N (d, d, з) and in the Kara Gate Strait (в, e, u) in the average long-term averaging for the period 1993–2018

Таблица 2

Средние многолетние оценки расхода, количества тепла и соли
на границах юго-восточной части Баренцева моря за 1993–2018 гг.

Table 2

A long-term average estimates of water transport, heat and salt at the boundaries
of the south-eastern part of the Barents Sea for 1993–2018

Компоненты балансов	Объемный расход, Св	Поток тепла, ТВт	Поток соли, т/с
Западная граница (50° в. д.)			
Приход	0,40	5,95	14,01
Уход	-0,04	-0,45	-1,41
Сумма	0,36	5,50	12,60
Северная граница (71° с. ш.)			
Приход	0,11	1,01	3,71
Уход	-0,07	-0,59	-2,33
Сумма	0,04	0,42	1,38
Пролив Карские Ворота			
Приход	0,01	0,12	0,33
Уход	-0,41	-4,21	-14,08
Сумма	-0,40	-4,09	-13,75
Всего на границах			
Приход	0,52	7,08	18,05
Уход	-0,52	-5,25	-17,82
Сумма	0,0	1,83	0,23

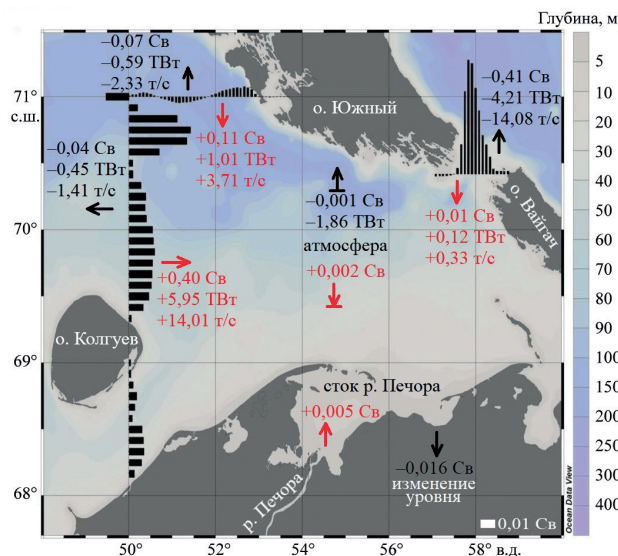


Рис. 2. Оценки компонентов водного (Св), теплового (ТВт) и солевого (т/с) баланса юго-восточной части Баренцева моря. Стрелками показаны направления потоков. Черные столбцы на границах региона показывают величину интегрального по глубине потока между точками сетки. Длина столбцов отражает поток в сравнении с длиной прямоугольника для масштаба 0,01 Св в правом нижнем углу

Fig. 2. Estimates of the components of water (Sv), heat (TW) and salt (t/s) balances of the south-eastern part of the Barents Sea. The arrows show the flow directions. The black bars at the region boundaries show the depth-integrated flux between the grid points. The lengths of the bars reflect the flux compared to the length of the box for a scale of 0.01 Sv in the lower right corner

Таблица 3

**Основные компоненты баланса юго-восточной части Баренцева моря
в среднем многолетнем усреднении за 1993–2018 гг.**

Table 3

**The main components of the balance of the south-eastern part of the Barents Sea
in the long-term averaging for 1993–2018**

Компоненты баланса	Приход	Уход	Невязка	Доля, %
Водный баланс, Св				
Интегральный объемный расход на границах (адвекция)	0,515	0,513	—	—
Сток р. Печора	0,005	—	—	—
Атмосферные осадки	0,002	—	—	—
Изменение уровня	—	0,016	—	—
Испарения	—	0,001	—	—
Всего	0,52	0,53	–0,01	1,63
Тепловой баланс, ТВт				
Интегральный поток тепла на границах (адвекция)	7,08	5,25	—	—
Теплоотдача в атмосферу	—	1,86	—	—
Всего	7,08	7,12	–0,04	0,56
Солевой баланс, т/с				
Интегральный поток соли на границах (адвекция)	18,05	17,82	0,23	1,27

В составе компонентов водного, теплового и солевого балансов (табл. 3) отмечено следующее. В среднем многолетнем усреднении весь приток вод на акваторию через границы, со стоком р. Печоры и атмосферными осадками (0,52 Св), практически равен испарению, оттоку через границы и изменению объема за счет уровня моря (0,53 Св).

За счет водообмена с соседними регионами на акватории юго-востока Баренцева моря возникает избыток тепла (7,08 ТВт), который почти полностью компенсируется взаимодействием с атмосферой (7,12 ТВт, где уход через границы 5,25 ТВт и уход в атмосферу 1,86 ТВт). В расчетах не учитывалось тепло, приходящее с атмосферными осадками и ледообразованием, вследствие чего в тепловом балансе возникла невязка. Речной сток также является дополнительным источником тепла в данной области, но его влияние почти не распространяется дальше Печорской губы.

В балансе соли учитывался только адвективный перенос, поэтому наблюдается невязка между поступающей солью (18,05 т/с) и уходящей (17,82 т/с) через границы юго-восточной части Баренцева моря. Дополнительными, сложно учитываемыми и создающими невязку баланса факторами, влияющими на количество соли, являются материковый сток пресных вод, атмосферные осадки, процессы испарения и ледообразования.

Полученные в ходе исследования оценки расхода в Карских Воротах (0,40 Св) хорошо согласуются с W. Maslowski и др. (0,32 Св) [7] (см. табл. 1). А значения количества тепла и соли выше: в данной работе 4,09 ТВт и 13,75 т/с, в работе [7] 0,70 ТВт и 10,64 т/с за год (см. табл. 1). Такие расхождения могут быть связаны с разными источниками исходных данных. Еще одним различием исследований являются разные периоды усреднений, в работе [7] рассматривался промежуток 1979–2001 гг. (23 года), а в данном исследовании использовались более поздние данные — 1993–2018 гг. (26 лет). За этот период было выявлено повышение температуры и солености воды

в проливе Карские Ворота, что может быть причиной более высоких оценок в современности, по сравнению с прошлым исследованием. Также на результаты может влиять разное положение разрезов в Карских Воротах. В работе [7] разрез построен по кратчайшему расстоянию от Новой Земли до о. Вайгач, а в данной работе выбран разрез по параллели через точки с имеющимися значениями параметров.

Из табл. 3 видно, что главную роль в формировании водного баланса играет адвекция через границы акватории: для притока ее доля составляет 98,7 %, а для оттока — 96,8 %.

Объем вод от изменения уровня моря составляет около 3,0 % от общего оттока. Наименьший вклад в суммарный водный баланс вносят сток р. Печоры, атмосферные осадки и испарение (менее 1,0 % каждая из составляющих).

Как было указано ранее, береговой сток в юго-восточную часть Баренцева моря составляет около 0,005 Св, из которого 90 % — сток р. Печоры [1]. Тогда на сток малых рек приходится всего 0,0005 Св. Сток р. Печоры почти в 10 раз превышает сток малых рек. Таким образом, в общем балансе малые реки занимают около 0,1 %, что является незначительным.

Наиболее сбалансированная оценка общего расхода в направлении на восток через Карские Ворота и Югорский Шар составляет около 0,3 Св [7]. Как и в случае с береговым стоком, здесь большая часть расхода приходится на пролив Карские Ворота, что указывает на незначительность расхода в проливе Югорский Шар. По нашим оценкам величина суммарного расхода в проливе Югорский Шар составляет $5,5 \cdot 10^{-4}$ Св.

В тепловом балансе основную долю составляет адвекция тепла течениями (приток — 100 %, отток — 73,8 %). На теплоотдачу в атмосферу из всего уходящего из акватории тепла приходится 26,2 %.

В тепловом балансе по значениям адвекции течениями наблюдается накопление тепла юго-восточной частью Баренцева моря, которое компенсируется взаимодействием с атмосферой.

Значение притока соли превосходит отток, что указывает на накопление соли на юго-востоке Баренцева моря. Это может проявляться в увеличении солёности моря.

Невязки, полученные в ходе расчетов балансов, малы и составляют для водного баланса — 1,63 %, теплового — 0,56 % и солевого — 1,27 %. Невязка может быть связана с тем, что не учитывался объем вод от приносимого из соседних акваторий льда, его таяния и образования. Но из-за малой величины невязки можно сделать вывод о том, что суммарный объем вод от этих параметров незначителен.

В целом в регионе все виды балансов выполняются с достаточной точностью. Это может говорить о том, что используемые для расчетов (независимые друг от друга) источники данных достаточно хорошо сбалансированы между собой даже при оценке мало-го региона и адекватно отражают картину происходящих здесь физических процессов.

По среднегодовым оценкам компонентов водного, теплового и солевого балансов за период 1993–2018 гг. были оценены линейные тренды, значимость которых определялась значимостью коэффициента тренда по *t*-критерию Стьюдента при уровне $\alpha = 0,05$ (табл. 4).

Как видно из табл. 4, практически для всех параметров и составляющих балансов отмечаются значимые тренды. Это означает, что в климатическом плане юго-восточная акватория Баренцева моря значительно изменяется.

Прежде всего, следует отметить повышение температуры воды, солёности и скорости течений на западной границе бассейна, что определяет усиление залива в этот регион атлантических вод, которые стали более теплыми и солёными. Можно заме-

Таблица 4

**Коэффициенты линейного тренда среднегодовых значений
гидрофизических параметров, компонентов водного, теплового и солевого балансов**

Table 4

**Linear trend coefficients in annual average hydrophysical parameters
and components of water, heat and salt balances**

Гидрофизические параметры и компоненты балансов	Коэффициент линейного тренда, год ⁻¹			
	Граница 50 в. д.	Граница 71 с. ш.	Пролив Карские Ворота	В целом по морю
Гидрофизические параметры				
Температура воды, °С	0,066	0,030	0,063	—
Соленость, епс	0,006	0,011	0,017	—
Зональная (меридиональная) скорость, м/с	0,021	-0,015	0,411	—
Водный баланс, Св				
Интегральный объемный расход	0,003	-0,002	0,006	—
Сток р. Печоры	—	—	—	-0,00002
Атмосферные осадки	—	—	—	0,000004
Изменение уровня моря	—	—	—	0,0001
Испарение	—	—	—	0,00002
Тепловой баланс, ТВт				
Интегральный поток тепла	0,147	-0,031	0,154	—
Теплоотдача в атмосферу	—	—	—	0,067
Солевой баланс, т/с				
Интегральный поток соли	0,122	-0,067	0,199	—

Примечание. Красным цветом выделены статистически значимые величины при $\alpha = 0,05$

Note. Statistically significant values at $\alpha = 0.05$ are highlighted in red

титель, что одновременно усилившийся перенос этих вод через пролив Карские Ворота в Карское море сопровождается его ослаблением на северной границе. Также выявлено, что и течение Литке, несущее вдоль Новой Земли арктические воды из Карского моря, усилилось. Это может отразиться на том, что возросшая динамика уменьшит трансформацию атлантической воды в пределах региона, т. е. поток этих вод будет перемещаться «транзитом» через юго-восток Баренцева моря в Карское море.

Величина трендов в межгодовой изменчивости водного, теплового и солевого балансов в целом формируются в большей степени адвективными составляющими (см. табл. 4 и рис. 3). Остальные компоненты, несмотря на свой малый вклад, также имеют значимые межгодовые тренды. В частности, на рис. 3б показана изменчивость речного стока Печоры, осадков и испарения по площади исследуемой акватории (в мм слоя с 1 м² за год).

Значимый положительный тренд отмечается у испарения (6,9 мм в год) (см. рис. 3б), одновременно выявлен значимый рост теплоотдачи с поверхности региона в атмосферу (0,07 ТВт в год), что объясняется потеплением поверхности региона, как адвективным, так и общим, связанным с глобальным потеплением. Компоненты баланса соли за период 1993–2018 гг. также значимо возрастают, прежде всего отражая увеличение потока атлантических вод через юго-восточную часть Баренцева моря.

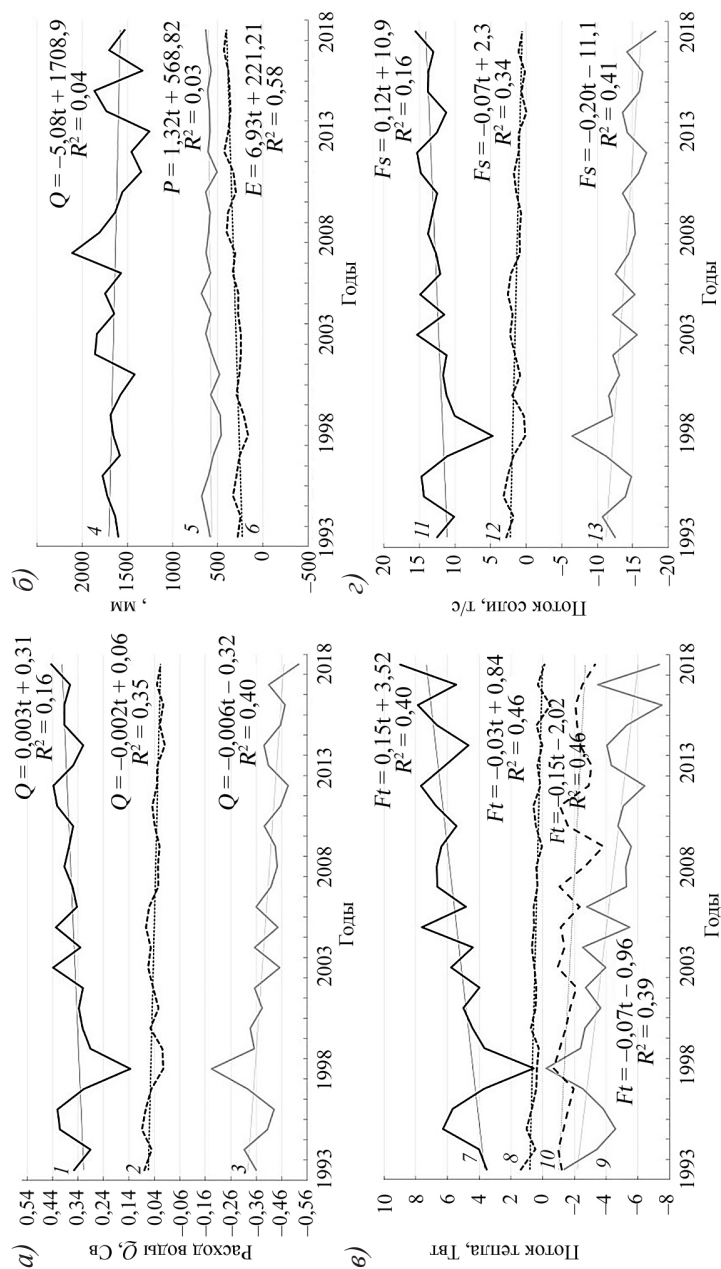


Рис. 3. Годовые значения компонентов водного (а, б), теплового (в) и солевого (г) балансов и их линейные тренды за период 1993–2018 гг.: среднегодовой объемный расход на границе 50° в. д. (1), на границе 71° с. ш. (2), в проливе Карские Ворота (3); годовой сток реки Печора (4), суммарные за год осадки (5) и испарение (6); среднегодовые потоки тепла на границе 50° в. д. (7), на границе 71° с. ш. (8), в проливе Карские Ворота (9), уход тепла с поверхности в атмосферу (10); среднегодовые потоки соли на границе 50° в. д. (11), на границе 71° с. ш. (12), в проливе Карские Ворота (13)

Fig. 3. Annual values of the components of water (a, b), heat (в) and salt (г) balances and their linear trends for the period 1993–2018: average annual water transport at the boundary of 50° E (1), on the border of 71° N (2), in the Kara Gate Strait (3); annual runoff of the Pechora River (4), total annual precipitation (5) and evaporation (6); average annual heat transport at the boundary of 50° E (7), at the border of 71° N (8), in the Kara Gate Strait (9), heat loss from the surface into the atmosphere (10); average annual salt transport at the boundary of 50° E (11), on the border of 71° N (12), in the Kara Gate Strait (13)

На всей акватории юго-востока Баренцева моря пониженный относительно среднего уровня Мирового океана уровень моря. Его среднее многолетнее значение за период 1993–2018 гг. составляет –44 см. По трендам адвективных компонентов водного баланса видно, что поток воды через Карские Ворота возрастает сильнее, чем ее приток с западной и северной границ. Видимо, этот недостаток компенсируется поднимающимся уровнем. Это было выявлено на основании значимого линейного тренда: за исследуемый период в регионе происходит повышение уровня со скоростью 0,27 см за год. Нужно отметить, что по данным ЕСИМО (http://www.esimo.ru/atlas/Bar/2_waterlevel_station_88037_3.html) на прибрежных постах отмечается повышение уровня моря в период 1984–2006 гг. в пунктах Варандей — 0,61 см/год и мыс Константиновский — 0,69 см/год, что вполне соответствует выявленной тенденции.

Заключение

Таким образом, при рассмотрении баланса вод в юго-восточной части Баренцева моря в составе таких компонентов, как адвекция воды на границах акватории, речной сток, изменение уровня моря, осадки и испарение, определено, что в среднем многолетнем усреднении сумма всех основных компонентов баланса вод составляет:

- для водного баланса: приход — 0,52 Св, уход — 0,53 Св;
- для теплового баланса: приход — 7,08 ТВт, уход — 7,12 ТВт;
- для солевого баланса: приход — 18,05 т/с, уход — 17,82 т/с.

Адвекция через границы акватории играет главную роль в формировании водного баланса. Основной поток вод направлен с северо-запада акватории транзитом через пролив Карские Ворота в Карское море. Колебание уровня моря является вторым по значимости компонентом. Сток р. Печоры, атмосферные осадки и испарение вносят наименьший вклад в баланс.

Основной вклад в тепловой баланс также вносит адвекция тепла течениями, следующей по значимости идет теплоотдача в атмосферу. Баланс соли на акватории полностью формируется адвекцией вод на границах.

Невязки в расчете балансов составляют для водного баланса — 1,63 %, теплового — 0,56 % и солевого — 1,27 %. Малая величина невязок показывает, что используемых компонентов достаточно для описания водного, теплового и солевого балансов на акватории юго-востока Баренцева моря.

Объемный расход воды, потоки тепла и соли в юго-восточной части Баренцева моря имеют значимые положительные тренды за период 1993–2018 гг., которые формируются в большей степени адвективными составляющими и отражают значительные климатические изменения.

Увеличение потока с запада атлантической воды, которая становится более теплой и соленой, вместе с положительными трендами потоков тепла и соли в Карских Воротах указывают на возрастание транзита атлантических вод через бассейн юго-востока Баренцева моря в Карское море.

На поверхности региона выявлен значимый рост испарения (6,9 мм в год) и теплоотдачи в атмосферу (0,07 ТВт в год), что объясняется потеплением поверхности региона.

Таким образом, несмотря на то что юго-восточная часть Баренцева моря, называемая Печорским морем, является малой частью Баренцева моря и кажется достаточно спокойным районом, здесь отмечаются активные динамические процессы,

которые усиливаются с каждым годом, что требует дополнительного внимания при хозяйственной деятельности.

Конфликт интересов. Авторы статьи заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Финансирование. Работа выполнена в рамках госзадания FMWE-2021-0014 (ИО РАН).

Competing interests. The authors declare no conflict of interests.

Funding. The work was carried out of the state task FMWE-2021-0014 (IO RAS).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. Ожигин В.К., Ившин В.А., Трофимов А.Г., Карсаков А.Л., Анциферов М.Ю. *Воды Баренцева моря: структура, циркуляция, изменчивость*. Мурманск: ПИНРО; 2016. 260 с.
2. Писарев С.В. Обзор гидрологических условий Баренцева моря. В кн.: Лисицын А.П. (ред.) *Система Баренцева моря*. М.: ГЕОС; 2021. С. 153–166. [https://doi.org/10.29006/978-5-6045110-0-8/\(13\)](https://doi.org/10.29006/978-5-6045110-0-8/(13))
3. Павлидис Ю.А., Никифоров С.Л., Огородов С.А., Тарасов Г.А. Печорское море: прошлое, настоящее, будущее. *Океанология*. 2007; 47; 6: 927–939.
Pavlidis Yu.A., Nikiforov S.L., Ogorodov S.A., Tarasov G.A. Pechora Sea: past, present, future. *Oceanology*. 2007; 47(6): 927–939. (In Russ.)
4. Соколов А.А., Чапмен Т. Г. (ред.) *Методы расчета водных балансов. Международное руководство по исследованиям и практике*. Л.: Гидрометеиздат; 1976. 117 с.
5. Smedsrud L.H., Muilwijk M., Brakstad A., Madonna E., Lauvset S.K., Spensberger C., Born A., Eldevik T., Drange H., Jeansson E., Li C., Olsen A., Skagseth Ø., Slater D.A., Straneo F., Våge K., Årthun M. Nordic Seas heat loss, Atlantic inflow, and Arctic sea ice cover over the last century. *Reviews of Geophysics*. 2022; 60(1): e2020RG00072536. <https://doi.org/10.1029/2020RG000725>
6. Акперов М.Г., Семенов В.А., Мохов И.И., Парфенова М.Р., Дембицкая М.А., Бокучава Д.Д., Ринке А., Дорн В. Влияние океанического притока тепла в Баренцево море на региональные изменения ледовитости и статической устойчивости атмосферы. *Лед и Снег*. 2019; 59(4): 529–538. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-417>
Akperov M.G., Semenov V.A., Mokhov I.I., Parfenova M.R., Dembitskaya M.A., Bokuchava D.D., Rinke A., Dorn W. The influence of ocean heat transport in the Barents Sea on the regional sea ice and the atmospheric static stability. *Ice and Snow*. 2019; 59(4): 529–538. (In Russ.) <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-4-417>
7. Maslowski W., Marble D., Walczowski W., Schauer U., Clement J. L., Semtner A. J. On climatological mass, heat, and salt transports through the Barents Sea and Fram Strait from a pan-Arctic coupled ice-ocean model simulation. *Journal of Geophysical Research*. 2004; 109: 1–16. <https://doi.org/10.1029/2001JC001039>
8. Доронин Ю.П. *Физика океана*. СПб.: Изд. РГГМУ; 2000. 296 с.

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ ATMOSPHERE AND HYDROSPHERE PHYSICS

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-421-434>
УДК 551.510.4



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL PAPER

Характеристики аэрозоля на научно-исследовательском станции «Ледовая база Мыс Баранова» в 2018–2023 гг.

С.М. Сакерин¹✉, Д.М. Кабанов¹, М.А. Лоскутова²,
Д.Д. Ризе², Д.Г. Чернов¹, Ю.С. Турчинович¹

¹ ФГБНУ Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия

² ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург, Россия

✉ sms@iao.ru

© СМС, 0000-0002-0419-4979; ДМК, 0009-0004-3999-9226

Аннотация. Представлено обобщение результатов пятилетнего (апрель 2018 г. — май 2023 г.) цикла измерений характеристик атмосферного аэрозоля на полярной станции «Ледовая база Мыс Баранова» (архипелаг Северная Земля). Средние значения характеристик аэрозоля за общий период наблюдений составили: объемы частиц субмикронного и грубодисперсного аэрозоля 0,43 и 0,46 мкм³/см³ соответственно; концентрация поглощающего вещества (черного углерода) — 45,8 нг/м³; аэрозольная оптическая толщина атмосферы на длине волны 0,5 мкм — 0,08. Обсуждаются особенности среднего (многолетнего) годового хода приземных концентраций аэрозоля и черного углерода в сравнении с аналогичными данными на полярной станции в Баренцбурге (архипелаг Шпицберген, 2011–2022 гг.) и модельных расчетов — реанализа MERRA-2.

Ключевые слова: Арктика, атмосфера, аэрозоль, сезонная изменчивость, черный углерод

Для цитирования: Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Лоскутова М.А., Ризе Д.Д., Чернов Д.Г., Турчинович Ю.С. Характеристики аэрозоля на научно-исследовательском стационаре «Ледовая база Мыс Баранова» в 2018–2023 гг. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2023; 69(4):421–434. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-421-434>

Поступила 28.08.2023

После переработки 22.09.2023

Принята 25.09.2023

Characteristics of aerosol at the research base “Ice Cape Baranova” in 2018–2023

Sergey M. Sakerin[✉], Dmitry M. Kabanov¹, Marina A. Loskutova²,
Denis D. Rize², Dmitry G. Chernov¹, Yuri S. Turchinovich¹

¹ V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics, Siberian Branch RAS, Tomsk, Russia

² State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

✉sms@iao.ru

ID SMS, 0000-0002-0419-4979; DMK, 0009-0004-3999-9226

Abstract. Atmospheric aerosol plays an important role in the processes of radiative transfers and mass exchange by different substances in the “continent–atmosphere–ocean” system. In this paper we discuss the results of a five-year measurement cycle of the atmospheric aerosol characteristics at the polar station “Ice base Cape Baranov”, located on the Bolshevik Island (the Severnaya Zemlya Archipelago). The set of the characteristics analyzed includes: the aerosol optical depth (AOD) of the atmosphere; the ground concentration of aerosol particles in the radius range of 0.15–5 microns; the content of the absorbing substance (soot) in the aerosol in the equivalent of elemental black carbon. The average values of the aerosol characteristics for the general measurement period (from April 2018 to May 2023) were: volumes of submicron and coarse aerosol particles 0.43 and 0.46 $\mu\text{m}^3/\text{cm}^3$, respectively; mass concentration of black carbon — 45.8 ng/m^3 ; AOT of the atmosphere at a wavelength of 0.5 μm — 0.08; Angstrom selectivity exponent — 1.67. The average annual variation of aerosol and black carbon concentrations is characterized by a maximum in winter (January–March) and a minimum in summer (June–August). A comparison is made against the data from analogous measurements of aerosol characteristics at the polar station in Barentsburg (the Spitsbergen Archipelago) and against the data from model calculations, i. e., MERRA-2 reanalysis. A distinctive feature of the data in the Cape Baranov area is the low content of coarse aerosol — 1.7 less than in Barentsburg. There is agreement with the annual variation of black carbon concentrations at other polar stations, but the opposite nature of the seasonal variability of model (MERRA-2) concentrations: low values in winter and high values in summer. It is shown that the average spectral AODs of the atmosphere at the “Cape Baranov” are intermediate values between the data from polar stations in Ny-Ålesund and Barentsburg.

Keywords: the Arctic, aerosol, atmosphere, black carbon, seasonal variability

For citation: Sakerin S.M., Kabanov D.M., Loskutova M.A., Rize D.D., Chernov D.G., Turchinovich Yu.S. Characteristics of aerosol at the research base “Ice Cape Baranova” in 2018–2023. *Arctic and Antarctic Research*. 2023; 69 (4): 421–434. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-421-434>

Received 28.08.2023

Revised 22.09.2023

Accepted 25.09.2023

Введение

Актуальность исследований атмосферного аэрозоля обусловлена его важной ролью в процессах распространения оптического излучения (рассеяние, поглощение) и формировании радиационного режима атмосферы [1, 2]. Кроме того, переносы аэрозоля, наряду с речным стоком, обеспечивают массообмен различных веществ между континентом и океаном [3]. Исследования аэрозоля в арктической атмосфере начались в конце 70-х годов прошлого века [4], но приобрели регулярный характер в последние два десятилетия. Интерес к полярным районам в современный период обусловлен большой динамикой природной среды и уязвимостью к изменениям климата [2, 5].

Многолетние наблюдения на полярных станциях и в арктических экспедициях показали низкое содержание аэрозоля в сравнении с континентальными районами

средних широт [2, 4, 5]. Генерация аэрозоля на территории Северного Ледовитого океана (СЛО) ослаблена из-за отсутствия источников антропогенного и органического аэрозоля (промышленность, растительность), а также частичного покрытия подстилающей поверхности льдами и снегом. Пониженная эмиссия аэрозоля от местных источников дополняется дальними переносами субмикронного аэрозоля природного и антропогенного происхождения из средних широт: дым лесных пожаров и сжигание попутного газа, выбросы предприятий промышленности и энергетики, транспорта и систем отопления [6–9]. Влияние дальних переносов аэрозоля с континентов на сотни и тысячи километров не ограничивается только атмосферой. В конечном счете загрязняющие вещества, переносимые аэрозолем, осаждаются на подстилающую поверхность, изменяя ее химический состав и оптические характеристики.

Для изучения аэрозольного состава арктической атмосферы организованы регулярные многолетние наблюдения на островных и береговых станциях [2]. Расположение этих станций неравномерно: семь находятся в американском секторе Арктики; четыре — в европейском секторе (включая Баренцбург на Шпицбергене [10]) и только две — в азиатском секторе (Тикси [11] и «Ледовая база Мыс Баранова» [12]). Кроме наблюдений на полярных станциях, проводятся исследования аэрозоля в морских [13–15] и самолетных [16, 17] экспедициях в различных районах СЛО. Однако данные эпизодических экспедиций не позволяют оценить сезонную изменчивость характеристик аэрозоля. Дефицит натурных измерений характеристик аэрозоля восполняется модельными расчетами переносов атмосферных загрязнений из средних широт [8, 18, 19].

В настоящей работе обобщены результаты пятилетнего цикла измерений оптических и микрофизических характеристик аэрозоля на научно-исследовательском стационаре «Ледовая база Мыс Баранова» (далее — «Мыс Баранова»), оценена их сезонная изменчивость и проведено сравнение с данными аэрозольных наблюдений в Баренцбурге.

Описание измерений и методов

Станция «Мыс Баранова» находится в северной части острова Большевик архипелага Северная Земля ($79^{\circ}16'$ с. ш., $101^{\circ}45'$ в. д.), расположенного между Карским морем и морем Лаптевых. В азиатской части Арктики это самая северная станция, где ведутся измерения характеристик атмосферного аэрозоля. По природным условиям район станции относится к арктической пустыне со скудной мохово-лишайниковой растительностью. Значительная часть времени территории острова покрыты ледниками и снегом, которые препятствуют выносу почвенного аэрозоля. Поэтому состав атмосферы на островной станции «Мыс Баранова» определяется частицами морского аэрозоля и дальними переносами субмикронного аэрозоля различного типа с континентов.

Измерения оптических и микрофизических характеристик аэрозоля на «Мысе Баранова» ведутся с апреля 2018 г. В настоящей работе анализируются данные, полученные до мая 2023 г. включительно. В измерениях использовался комплект приборов в составе счетчика частиц АЗ-10 [20], аэталометра МДА [21] и солнечного фотометра SPM [22]. По данным фотометрических наблюдений определялись аэрозольная оптическая толщина (АОТ) атмосферы $\tau^a(\lambda)$, параметр Ангстрема α (характеризует степенной спад АОТ с ростом длины волны), грубо- и мелкодисперсных

составляющих (τ^c и τ^f на длине волны 0,5 мкм). По данным измерений счетчика АЗ-10 рассчитывались: концентрации частиц в диапазоне радиусов 0,15–5 мкм (N_a); объемы частиц субмикронного и грубодисперсного аэрозоля радиусом меньше и больше 0,5 мкм (V_f и V_c), функции распределения частиц по объемам (dV/dr), а также массовая концентрация аэрозоля $M_a = \rho \cdot \sum (4/3\pi \cdot r_i^3 \cdot \Delta Ni)$ при плотности аэрозольного вещества $\rho = 1,5$ г/см³. Аэталометром МДА измерялась массовая концентрация поглощающего вещества (сажи) в эквиваленте элементного черного углерода — еBC.

Измерительные приборы располагались в павильоне, удаленном на 200–300 м от жилых и производственных сооружений станции. Приземные характеристики аэрозоля (N_a , еBC) измерялись в автоматическом режиме, круглосуточно, с периодичностью 1 ч. Фотометрические наблюдения выполнялись сериями из нескольких замеров в ситуациях, когда солнце не было закрыто облаками. Более подробно методики измерений описаны в работах [10, 12, 15]. Общий объем данных, который использовался в статистическом анализе, приведен в табл. 1.

Таблица 1

Периоды измерений и количество дней (часов) измерений характеристик аэрозоля

Table 1

Periods of measurements and the number of days (hours) of measurements of aerosol characteristics

Период измерений	N_a	еBC	АОТ
2018: 02 апреля — 06 сентября	—	157 (3603)	23 (75)
2019: 24 апреля — 31 декабря	138 (2392)	223 (4857)	20 (61)
2020: весь год	282 (5885)	358 (8345)	—
2021: весь год	295 (6517)	344 (7881)	16 (79)
2022: весь год (еBC: с 01.01 по 31.05)	273 (5955)	148 (3516)	—
2023: январь–май	128 (3049)	151 (3624)	—
Всего	1116 (23798)	1381 (31826)	59 (215)

В рядах наблюдений концентраций аэрозоля и черного углерода встречаются ошибочные данные (промахи), обусловленные как приборными дефектами (пропуски, выбросы значений), так и воздействием локальных источников аэрозоля в месте измерений. Поэтому с помощью специального алгоритма [23] осуществлялась фильтрация исходных данных: (а) выявление короткопериодных ошибочных измерений продолжительностью до 3 ч и (б) восстановление данных. Процедура фильтрации не затрагивает всплески высоких концентраций аэрозоля и черного углерода продолжительностью более 3 ч. Это могут быть как вторжения загрязненного воздуха с континента, так и продолжительное воздействие местных техногенных источников станции при неблагоприятном направлении ветра. Из-за неоднозначности причин таких всплесков концентраций статистические характеристики рассчитывались в двух вариантах: по общему массиву данных и с исключением anomalно высоких значений, превышающих три стандартных отклонения (критерий 3σ). Аналогично — в двух вариантах — рассчитывались статистические характеристики АОТ атмосферы.

Кроме результатов натурных наблюдений дополнительно рассмотрена изменчивость АОТ и концентраций еBC по модельным данным реанализа MERRA-2, которые

находятся в свободном доступе [24–26]. Продукты реанализа основаны на ассимиляции данных наземных или спутниковых измерений АОТ атмосферы, моделей метеорологических полей, 3D-распределений различных типов аэрозоля и траекторий движения воздуха. Расчет модельных значений АОТ и еВС проводился для района расположения станции «Мыс Баранова» ($0,5^\circ \times 0,625^\circ$) в период с апреля 2018 г. до мая 2023 г. Заметим, что достоверность результатов модельных расчетов существенно снижается во время полярной ночи из-за прекращения реальных измерений АОТ в высокоширотных районах.

Обсуждение результатов

Концентрации аэрозоля и черного углерода

На рис. 1, 2 показан средний годовой ход концентраций еВС и объемов частиц (V_f , V_c), рассчитанный по данным 5-летних наблюдений на станции «Мыс Баранова». Самые большие концентрации черного углерода и объемы субмикронных частиц наблюдаются в январе–марте и низкие — в теплый период (июнь–октябрь). С февраля по июнь концентрации V_f и еВС уменьшаются примерно в 6 и 14 раз соответственно. Более подробные количественные данные о сезонной изменчивости характеристик аэрозоля приведены в табл. 2.

Полученный годовой ход концентраций еВС согласуется с данными других полярных станций на Шпицбергене и в Северной Америке [5, 9, 10, 27]: среднемесячные значения уменьшаются от 50–130 нг/м^3 в начале года до 5–10 нг/м^3 в летние месяцы. В отличие от Баренцбурга [10], зимний максимум концентраций еВС и V_f более узкий и наблюдается не в апреле, а в феврале. Указанные различия могли

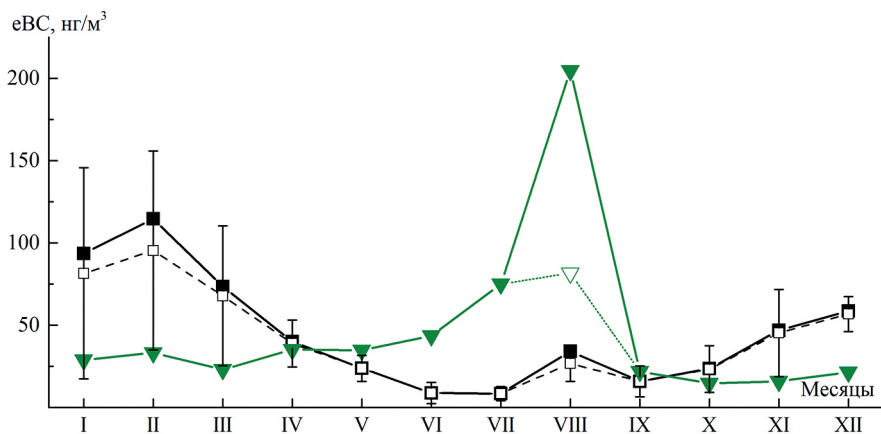
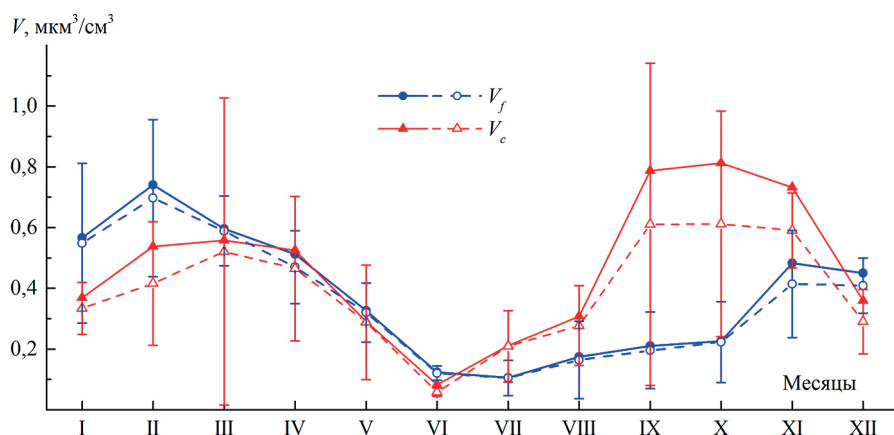


Рис. 1. Годовой ход концентраций еВС в районе «Мыса Баранова» по данным измерений и реанализа MERRA-2.

Штриховыми линиями показан годовой ход концентраций с исключенными аномальными значениями (фильтрация по критерию 3σ); зеленым цветом показаны данные MERRA-2, пунктиром — без августа 2021 г.

Fig. 1. Annual course of eBC concentrations in the Cape Baranov area according to measurements and MERRA-2 reanalysis.

The dashed lines show the annual course of concentrations with excluded anomalous values (filtering according to the 3σ criterion); green color shows MERRA-2 data, dotted line — without August 2021

Рис. 2. Годовой ход объемных концентраций V_f и V_c на станции «Мыс Баранова».

Штриховыми линиями показан годовой ход концентраций с исключенными аномальными значениями (фильтрация по критерию 3σ)

Fig. 2. Annual course of volumetric concentrations V_f and V_c at the Cape Baranov station.

The dashed lines show the annual course of concentrations with excluded anomalous values (filtering according to the 3σ criterion)

Таблица 2

**Статистические характеристики концентраций аэрозоля и черного углерода
в разные периоды года**

Table 2

**Statistical characteristics of aerosol and black carbon concentrations
in different periods of the year**

Период	$N_a, \text{см}^{-3}$	$V_p, \text{мкм}^3/\text{см}^3$	$V_c, \text{мкм}^3/\text{см}^3$	$M_a, \text{нг}/\text{м}^3$	$eBC, \text{нг}/\text{м}^3$
Январь–март	$13,94 \pm 9,7$ (94,9)	$0,63 \pm 0,46$ (6,49)	$0,47 \pm 1,24$ (62,5)	$1,66 \pm 2,17$ (96,1)	93 ± 99 (867)
Июнь–июль	$3,13 \pm 4,39$ (65,4)	$0,13 \pm 0,17$ (2,21)	$0,17 \pm 0,62$ (24,43)	$0,44 \pm 1,01$ (36,7)	$8,4 \pm 13$ (197)
Сентябрь–октябрь	$4,99 \pm 5,88$ (37,9)	$0,24 \pm 0,26$ (1,68)	$0,78 \pm 1,45$ (43,45)	$1,53 \pm 2,39$ (65,7)	$20,4 \pm 32$ (302)
Все данные	$9,49 \pm 9,57$ (137)	$0,43 \pm 0,46$ (7,46)	$0,46 \pm 1,09$ (62,47)	$1,34 \pm 2,03$ (96,1)	$45,8 \pm 69,8$ (1184)

Примечание. Первая строка — среднее значение и стандартное отклонение, вторая (в скобках) — максимальные значения

Note. First line is mean and standard deviation, second line (in brackets) is maximum values

возникнуть из-за недостаточной продолжительности ряда наблюдений на «Мысе Баранова».

Причины зимнего максимума аэрозольных загрязнений в арктической атмосфере хорошо известна [5–7, 18, 27–29]: увеличение меридиональной составляющей выносов континентального воздуха из средних широт и температурные инверсии, которые приводят к скоплению аэрозоля в отдельных слоях тропосферы (явление «арктическая дымка»).

Обращает на себя внимание противоположная сезонная изменчивость концентраций черного углерода, рассчитанная по модельным данным реанализа MERRA-2 (см. рис. 1): низкие значения eBC (15–30 ng/m^3) в холодный период и высокие (75–200 ng/m^3) в июле–августе. Особенно большой вклад в летний максимум модельных данных внес август 2021 г., когда в Сибири наблюдались массовые лесные пожары. По нашему мнению, в данных MERRA-2 завышено влияние дымов лесных пожаров. На сомнительность данных реанализа указывают также результаты сравнения с данными одновременных (± 1 час) измерений eBC на «Мысе Баранова»: коэффициент взаимной корреляции составляет 0,02. Существенное занижение модельных значений eBC в зимний период и искажение сезонной изменчивости уже отмечалось в работе [30] при сравнении с данными измерений в обсерватории «Тикси», расположенной на побережье моря Лаптевых. То есть данные MERRA-2 плохо описывают реальную изменчивость приземных концентраций черного углерода в анализируемом секторе СЛО.

Годовой ход объемов грубодисперсных частиц (см. рис. 2) отличается от субмикронного аэрозоля: кроме зимнего максимума, наблюдается еще осенний (сентябрь–ноябрь). Как следствие, осенний максимум проявляется и в сезонной изменчивости массовой концентрации аэрозоля (M_a), которая пропорциональна объемам двух фракций частиц (см. табл. 2).

Влияние осеннего максимума V_c можно проследить по сезонной трансформации функций распределения частиц по объемам dV/dr (рис. 3). В период от зимнего максимума до летнего минимума объемные концентрации аэрозоля уменьшаются примерно в 4 раза во всем диапазоне размеров частиц. В сентябре–октябре концентрации самых мелких частиц ($r < 0,3$ мкм) остаются на минимуме, а количество

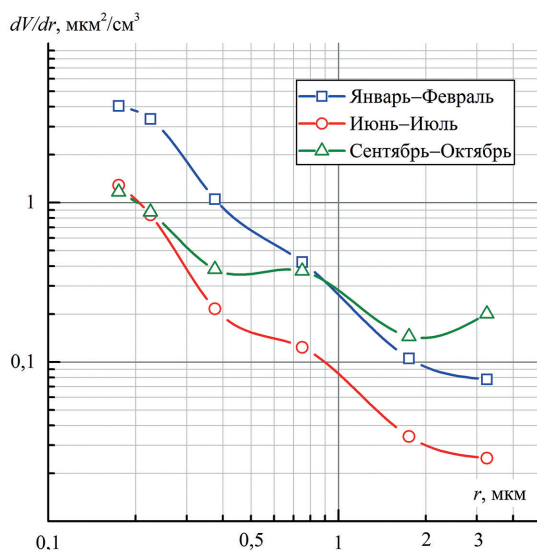


Рис. 3. Средние функции распределения объемов частиц (dV/dr) на «Мысе Баранова» в три характерных периода: январь–февраль, июнь–июль и сентябрь–октябрь

Fig. 3. Average volume particle distribution functions (dV/dr) at Cape Baranov in three characteristic periods: January–February, June–July and September–October

самых крупных частиц ($r > 1$ мкм) становится даже больше, чем зимой. Обратим внимание, что мода грубодисперсного аэрозоля, из-за его низкого содержания, в явном виде не проявилась в распределении dV/dr .

Генезис осеннего максимума концентраций грубодисперсного аэрозоля пока непонятен и требует дальнейшего анализа на более продолжительном ряде наблюдений. Отметим только, что в сентябре–октябре на «Мысе Баранова» наблюдалась самая большая изменчивость (всплески) концентраций грубодисперсных частиц: стандартное отклонение значений V_c больше, чем во все другие периоды года.

Несмотря на рассмотренные различия годового хода отдельных характеристик аэрозоля (еВС, V_p , V_c , M_a), общим для всех является минимум концентраций в июне. Средние значения характеристик аэрозоля за весь период наблюдений составили (см. табл. 2): концентрации черного углерода — $45,8 \text{ нг/м}^3$, объемы частиц субмикронного и грубодисперсного аэрозоля — $0,43$ и $0,46 \text{ мкм}^3/\text{см}^3$ соответственно. Интересно, что среднее содержание субмикронного аэрозоля на «Мысе Баранова» в 1,7 раза больше, чем в Баренцбурге, а грубодисперсного аэрозоля — в 1,7 раза меньше [10]. Пониженное содержание грубодисперсного аэрозоля в сравнении с Баренцбургом обусловлено двумя причинами: (а) отсутствием влияния тепловой электростанции; (б) большей закрытостью подстилающей поверхности льдом/снегом, которые препятствуют подъему пыли.

АОТ атмосферы

Измерения АОТ атмосферы с использованием солнечного фотометра SPM проводились только летом 2018, 2019 и 2021 гг. (см. табл. 1). На рис. 4 приведены средние спектральные зависимости АОТ $\tau^a(\lambda)$, рассчитанные для трех лет

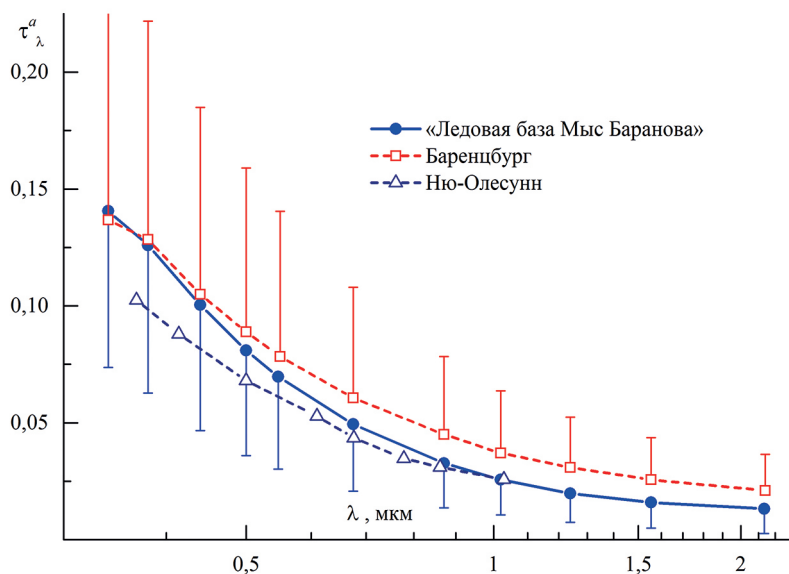


Рис. 4. Средние спектральные зависимости АОТ на станциях «Мыс Баранова», «Баренцбург» [10] и Нью-Олесунн [31]

Fig. 4. Average spectral dependences of the AOD at the «Cape Baranov», Barentsburg [10] and Ny-Ny-Ålesund [31] stations

наблюдений. Здесь же, для сравнения, представлены спектральные зависимости $\tau^a(\lambda)$ в Баренцбурге (2011–2022 гг.) [10] и Нью-Олесунн (2011–2018 гг.) [31]. Самые низкие значения АОТ наблюдаются на станции Нью-Олесунн. АОТ атмосферы на двух российских станциях имеют близкие значения в коротковолновом диапазоне ($< 0,4$ мкм), но спектральная зависимость $\tau^a(\lambda)$ на «Мысе Баранова» отличается более быстрым спадом с ростом длины волны.

В табл. 3 представлены средние, модальные и максимальные значения характеристик АОТ, рассчитанные по общему массиву и с исключением аномально высоких значений (критерий 3σ). Из приведенных данных следует, что редкие случаи высоких замутнений атмосферы, в основном обусловленных дымами лесных пожаров, приводят к увеличению АОТ ($0,5$ мкм) примерно на 20 % за счет мелкодисперсной составляющей (τ^f). Независимо от вида данных (общий массив или «без аномалий») отличительной особенностью АОТ в районе «Мыса Баранова» являются очень большие значения показателя Ангстрема α (1,67–1,85). Для сравнения отметим, что показатель Ангстрема в Нью-Олесунне в среднем составляет 1,44 [31], а в Баренцбурге меняется от 1,05 осенью до 1,29 весной [10]. Более высокий показатель Ангстрема на «Мысе Баранова» обусловлен низкими значениями грубодисперсной составляющей АОТ ($\tau^c = 0,011$ – $0,013$) в сравнении с Баренцбургом ($\tau^c = 0,018$ – $0,022$) при сопоставимых значениях мелкодисперсной составляющей ($\tau^f = 0,05$ – $0,07$).

Таблица 3

Статистические характеристики АОТ на станции «Мыс Баранова»

Table 3

Statistical characteristics of the AOT at the station "Cape Baranov"

Вид данных	$\tau_{0,5}^a$	τ^f	τ^c	α
Все данные	$0,081 \pm 0,045$ 0,05 // 0,22	$0,068 \pm 0,041$ 0,04 // 0,20	$0,013 \pm 0,011$ 0,01 // 0,05	$1,67 \pm 0,34$ 1,85 // 2,21
«Без аномалий»	$0,066 \pm 0,027$ 0,05 // 0,12	$0,055 \pm 0,026$ 0,04 // 0,10	$0,011 \pm 0,009$ 0,01 // 0,05	$1,68 \pm 0,35$ 1,85 // 2,17

Примечание. Первая строка — среднее значение и стандартное отклонение, вторая — модальные // максимальные значения

Note. First line is mean and standard deviation, second line is modal // maximum values

Из-за фрагментарности фотометрических наблюдений на станции «Мыс Баранова» оценки сезонной изменчивости АОТ в анализируемый период (2018–2023 гг.) выполнены по более полным модельным данным реанализа MERRA-2. Основанием для использования модельных значений АОТ (на длине волны $0,55$ мкм) послужила приемлемая взаимосвязь с данными одновременных (± 1 ч) реальных измерений. Модельные значения АОТ немного превышают измеренные (на величину $0,02$), а коэффициент взаимной корреляции R составляет $0,58$.

Из рис. 5 видно, что годовой ход АОТ, как и в других районах Арктики [5, 10], характеризуется весенним и летним (август) максимумами. Летний максимум АОТ в основном обусловлен выносами дымов лесных пожаров в Сибири [31, 32], которые участвовали в последние годы [33]. Особенно сильно влияние дымового аэрозоля проявилось летом 2021 г.: августовский максимум АОТ увеличился на 70 %.

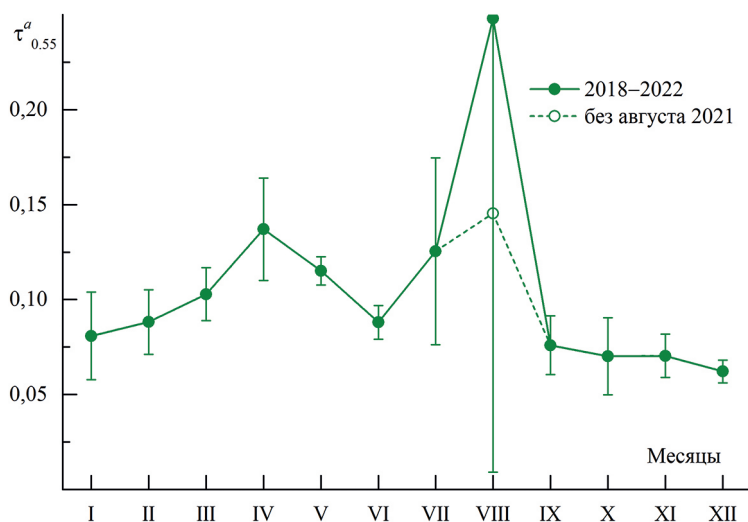


Рис. 5. Годовой ход АОТ (0,5 мкм) атмосферы в районе «Мыса Баранова» по данным реанализа MERRA-2 (2018–2023 гг.)

Fig. 5. Annual course of АОТ (0.5 μm) of the atmosphere in the Cape Baranov area according to the MERRA-2 reanalysis data (2018–2023)

Заклучение

Анализ результатов пятилетнего (апрель 2018 — май 2023) цикла наблюдений характеристик аэрозоля на полярной станции «Мыс Баранова» показал следующее.

1. Средние значения характеристик аэрозоля в исследованный период составляют: АОТ атмосферы (0,5 мкм) — 0,081, при показателе селективности Ангстрема — 1,67; концентрации черного углерода — 45,8 $\text{нг}/\text{м}^3$; объемы частиц субмикронного и грубодисперсного аэрозоля — 0,43 и 0,46 $\text{мкм}^3/\text{см}^3$ соответственно. Отличительной особенностью полученных данных является очень низкое содержание грубодисперсного аэрозоля: средние значения V_c и τ^c примерно в 1,7 меньше, чем в Баренцбурге.

2. Годовой ход содержания субмикронного аэрозоля и черного углерода в атмосфере «Мыса Баранова» согласуется с данными других полярных станций: самые большие концентрации наблюдаются в холодный период и минимальные — летом. Среднемесячные концентрации V' и еВС в феврале в 6–14 раз превышают июньские значения. В годовом ходе объемов грубодисперсных частиц (V_c), наряду с зимним максимумом, проявляется еще осенний (сентябрь–ноябрь), который пока не получил объяснения.

3. Показано, что годовой ход модельных концентраций еВС (по данным реанализа MERRA-2) имеет противоположный характер: низкие значения — зимой и высокие — летом. Кроме того, взаимосвязь между измеренными и модельными значениями концентраций еВС в районе «Мыса Баранова» практически отсутствует. Аналогичное сравнение измеренных и модельных (MERRA-2) значений АОТ показало приемлемую взаимосвязь ($R = 0,58$). Поэтому сезонный ход модельных АОТ, характеризующийся весенним (апрель) и летним (август) максимумами, можно

считать правдоподобным. Тем более что такая же сезонная изменчивость АОТ наблюдается в Баренцбурге и других полярных районах.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Благодарности. Авторы выражают благодарность В.П. Шмаргунову за поддержку функционирования аэталометра МДА и Г.К. Аксененко за участие в измерениях. Мы также выражаем признательность разработчикам онлайн-системы данных Giovanni (<https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni>), поддерживаемой NASA GES DISC и ученым миссии MERRA-2, которые предоставили данные, использованные в нашем исследовании.

Финансирование. Исследования выполнялись при финансовой поддержке проекта РНФ № 21-77-20025. В измерениях АОТ атмосферы использовался солнечный фотометр SPM, входящий в состав ЦКП «Атмосфера» поддержанного Минобрнауки России (соглашение № 075-15-2021-661). Измерения характеристик аэрозоля проводились по теме НИТР 5.1.4 «Мониторинг состояния и загрязнения природной среды, включая криосферу, в Арктическом бассейне и районах научно-исследовательского стационара “Ледовая база Мыс Баранова”, Гидрометеорологической обсерватории Тикси и Российского научного центра на архипелаге Шпицберген».

Competing interests. There is no conflict of interests.

Acknowledgements. The authors are grateful to V.P. Shmargunov for supporting the operation of the MDA aetolometer and G.K. Aksenenko for participating in the measurements. We also acknowledge the developers of the Giovanni online data system (<https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni>) maintained by NASA GES DISC and the MERRA-2 mission scientists who provided the data used in our study.

Funding. This work was supported by the Russian Science Foundation (Grant No. 21-77-20025). The AOT data were obtained using the techniques and equipment of the Center for Collective Use “Atmosphere” with a support from the Ministry of Education and Science of Russia (Agreement No. 075-15-2021-661). The measurements of aerosol characteristics were carried out on the subject of NITR 5.1.4 “Monitoring of the state and pollution of the natural environment, including the cryosphere, in the Arctic basin and areas of the research station “Ice Base Cape Baranov”, the Tiksi Hydrometeorological Observatory and the Russian Scientific Center on the Svalbard Archipelago”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. Kondratyev K.Ya., Ivlev L.S., Krapivin V.F., Varotsos C.A. *Atmospheric aerosol properties, formation processes, and impacts: from nano- to global scales*. Chichester: Springer/PRAXIS; 2006. 512 p.
2. Abbatt J.P.D., Leaitch W.R., Aliabadi A.A., Bertram A.K., Blanchet J.-P., Boivin-Rioux A., Bozem H., Burkart J., Chang R.Y.W., Charette J., Chaubey J.P., Christensen R.J., Cirisan A., Collins D.B., Croft B., Dionne J., Evans G.J., Fletcher C.G., Gal M., Ghahremaninezhad R., Girard E., Gong W., Gosselin M., Gourdal M., Hanna S.J., Hayashida H., Herber A.B., Hesaraki S., Hoor P., Huang L., Husherr R., Irish V.E., Keita S.A., Kodros J.K., Kollner F., Kolonjari F., Kunkel D., Ladino L.A., Law K., Levasseur M., Libois Q., Liggio J., Lizotte M., Macdonald K.M., Mahmood R., Martin R.V., Mason R.H., Miller L.A., Moravek A., Mortenson E., Mungall E.L., Murphy J.G., Namazi M., Norman A. L., O'Neill N.T., Pierce J.R., Russell L.M., Schneider J., Schulz H., Sharma S., Si M., Staebler R.M., Steiner N.S., Thomas J.L., von Salzen K., Wentzell J.J.B., Willis M.D., Wentworth G.R., Xu J.-W., Yakobi-Hancock J.D. Overview paper: New insights into aerosol and climate in the Arctic. *Atmos. Chem. Phys.* 2019; 19: 2527–2560.
3. Лисицын А.П. *Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли*. Мировой океан. Т. 2. Физика, химия, и биология океана. Осадкообразование в океане и взаимодействие геосфер Земли. М.: Научный мир; 2014. С. 337–351.
4. Бартенева О.Д., Никитинская Н.И., Сакунов Г.Г., Веселова Л.К. *Прозрачность толщи атмосферы в видимой и ближней ИК-области спектра*. Л.: Гидрометеоздат; 1991. 224 с.

5. *Springer Polar Sciences series*. Cham: Springer; 2020. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-33566-3>
6. Stohl A. Characteristics of atmospheric transport into the Arctic troposphere. *J. Geophys. Res.* 2006; 111(D11306). <https://doi.org/10.1029/2005JD006888>
7. Wang Q., Jacob D.J., Fisher J.A., Mao J., Leibensperger E.M., Carouge C.C., Le Sager P., Kondo Y., Jimenez J.L., Cubison M.J., Doherty S.J. Sources of carbonaceous aerosols and deposited black carbon in the Arctic in winter-spring: implications for radiative forcing. *Atmos. Chem. Phys.* 2011; 11: 12453–12473. <https://doi.org/10.5194/acp-11-12453-2011>
8. Виноградова А.А., Пономарева Т.Я. Атмосферный перенос антропогенных примесей в арктические районы России (1986–2010). *Оптика атмосферы и океана*. 2012;25(6):475–483. Vinogradova A.A., Ponomareva T.Ya. Atmospheric transport of anthropogenic impurities to the Russian Arctic (1986–2010). *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2012;25(6): 414–422. <https://doi.org/10.1134/S1024856012060127>
9. Stohl A., Klimont Z., Eckhardt S., Kupiainen K., Shevchenko V.P., Kopeikin V.M., Novigatsky A.N. Black carbon in the Arctic: the underestimated role of gas flaring and residential combustion emissions. *Atmos. Chem. Phys.* 2013; 13: 8833–8855. <https://doi.org/10.5194/acp-13-8833-2013>
10. Кабанов Д.М., Масловский А.С., Радионов В.Ф., Сакерин С.М., Чернов Д.Г., Сидорова О.Р. Сезонная и межгодовая характеристик аэрозоля по данным многолетних (2011–2021 гг.) измерений в Российском научном центре на архипелаге Шпицберген. *Оптика атмосферы и океана*. 2023;36(6): 433–442. <https://doi.org/10.15372/AOO20230602>
Kabanov D.M., Maslovsky A.S., Radionov V.F., Sakerin S.M., Sidorova O.R., Chernov D.G. Seasonal and interannual variability of aerosol characteristics according to the data of long-term (2011–2021) measurements at the Russian Scientific Center on the Spitzbergen Archipelago. *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2023;36(6):433–442. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/AOO20230602>
11. Asmi E., Kondratyev V., Brus D., Laurila T., Lihavainen H., Backman J., Vakkari V., Aurela M., Hatakka J., Viisanen Y., Uttal T., Ivakhov V., Makshtas A. Aerosol size distribution seasonal characteristics measured in Tiksi, Russian Arctic. *Atmos. Chem. Phys.* 2016;16:1271–1287. <https://doi.org/10.5194/acp-16-1271-2016>
12. Сакерин С.М., Голобокова Л.П., Кабанов Д.М., Калашникова Д.А., Козлов В.С., Круглинский И.А., Макаров В.И., Макшtas А.П., Попова С.А., Радионов В.Ф., Симонова Г.В., Турчинович Ю.С., Ходжер Т.В., Хуриганова О.И., Чанкина О.В., Чернов Д.Г. Результаты измерений физико-химических характеристик атмосферного аэрозоля на «Ледовой базе Мыс Баранова» в 2018 г. *Оптика атмосферы и океана*. 2019;32(6): 421–429. <https://doi.org/10.15372/AOO20190601>
Sakerin S.M., Golobokova L.P., Kabanov D.M., Kalashnikova D.A., Kozlov V.S., Kruglinsky I.A., Makarov V.I., Makshtas A.P., Popova S.A., Radionov V.F., Simonova G.V., Turchinovich Yu.S., Khodzher T.V., Khuriganowa O.I., Chankina O.V., and Chernov D.G. Measurements of physicochemical characteristics of atmospheric aerosol at research station Ice Base Cape Baranov in 2018. *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2019;32(5): 511–520. <https://doi.org/10.1134/S1024856019050130>
13. Xing J., Bian L., Hu Q., Yu J., Sun C., and Xie Z. Atmospheric black carbon along a cruise path through the Arctic Ocean during the Fifth Chinese Arctic Research Expedition. *Atmosphere*. 2014;5:292–306. <https://doi.org/10.3390/atmos5020292>
14. Шевченко В.П., Копейкин В.М., Новигатский А.Н., Малафеев Г.В. Черный углерод в приземном слое атмосферы над Северной Атлантикой и морями Российской Арктики в июле–сентябре 2017 г. *Океанология*. 2019;59(5): 771–776. <https://doi.org/10.31857/S0030-1574595771-776>
Shevchenko V.P., Kopeikin V.M., Novigatsky A.N., Malafeev G.V. Black carbon in the atmospheric boundary layer over the North Atlantic and the Russian Arctic seas in June–September 2017. *Oceanology*. 2019;59(5):692–696. <https://doi.org/10.1134/S0001437019050199>

15. Sakerin S.M., Kabanov D.M., Makarov V.I., Polkin V.V., Popova S.A., Chankina O.V., Pochufarov A.O., Radionov V.F., Rize D.D. Spatial distribution of atmospheric aerosol physicochemical characteristics in Russian sector of the Arctic Ocean. *Atmosphere*. 2020; 11(11): 1170. <https://doi.org/10.3390/atmos11111170>
16. Антохина О.Ю., Антохин П.Н., Аршинова В.Г., Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Белан С.Б., Давыдов Д.К., Ивлев Г.А., Козлов А.В., Nedelec Ph., Paris J.-D., Рассказчикова Т.М., Савкин Д.Е., Симоненков Д.В., Складнева Т.К., Толмачев Г.Н., Фофонов А.В. Вертикальное распределение газовых и аэрозольных примесей воздуха над российским сектором Арктики. *Оптика атмосферы и океана*. 2017; 30(12): 1043–1052. <https://doi.org/10.15372/AOO20171207>
- Antokhina O.Yu., Antokhin P.N., Arshinova V.G., Arshinov M.Yu., Belan B.D., Belan S.B., Davydov D.K., Ivlev G.A., Kozlov A.V., Nédélec P., Paris J.-D., Rasskazchikova T.M., Savkin D.E., Simonenkov D.V., Sklyadneva T.K., Tolmachev G.N. and Fofonov A.V. Vertical distributions of gaseous and aerosol admixtures in air over the Russian Arctic. *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2018; 31(3): 300–310. <https://doi.org/10.1134/S1024856019010020>
17. Зенкова П.Н., Чернов Д.Г., Шмаргунов В.П., Панченко М.В., Белан Б.Д. Субмикронный аэрозоль и поглощающее вещество в тропосфере российского сектора Арктики по данным измерений самолета-лаборатории Ту-134 «Оптик» в 2020 г. *Оптика атмосферы и океана*. 2021; 34(11): 882–890. <https://doi.org/10.15372/AOO20211108>
- Zenkova P.N., Chernov D.G., Shmargunov V.P., Panchenko M.V., Belan B.D. Submicron aerosol and absorbing substance in the troposphere of the Russian sector of the Arctic according to measurements onboard the Tu-134 Optik Aircraft Laboratory in 2020. *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2022; 35(1): 43–51. <https://doi.org/10.1134/S1024856022010146>
18. Виноградова А. А., Иванова Ю. А. Атмосферный перенос черного углерода в Российскую Арктику от различных источников (зима и лето 2000–2016 гг.). *Оптика атмосферы и океана*. 2023; 36(6): 425–432. <https://doi.org/10.15372/AOO20230601>
- Vinogradova A.A., Ivanova Yu.À. Atmospheric transport of black carbon to the Russian Arctic from different sources: winter and summer 2000–2016. *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2023; 36(6): 425–432. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/AOO20230601>
19. Виноградова А.А., Васильев А.В., Иванова Ю.А. Загрязнение воздуха черным углеродом в районе о-ва Врангеля: сравнение источников и вкладов территорий Евразии и Северной Америки. *Оптика атмосферы и океана*. 2020; 33(12): 907–912. <https://doi.org/10.15372/AOO20201201>
- Vinogradova A.A., Vasileva A.V., Ivanova Yu.A. Air pollution by black carbon in the region of Wrangel Island: comparison of Eurasian and American sources and their contributions. *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2021; 34(2): 97–103. <https://doi.org/10.1134/S1024856021020111>
20. Счетчик аэрозольных частиц АЗ-10-0. URL: <https://eco-intech.com/product/schetchik-chastits-az-10/> (дата обращения: 06.05.2022)
- AZ-10-0 aerosol particle counter. Available at: <https://eco-intech.com/product/schetchik-chastits-az-10/> (accessed 06.05.2022). (In Russ.)
21. Kozlov V.S., Shmargunov V.P., Panchenko M.V. Modified aethalometer for monitoring of black carbon concentration in atmospheric aerosol and technique for correction of the spot loading effect. *Proc. SPIE, 22nd International Symposium Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*. 2016; 1003530. <https://doi.org/10.1117/12.2248009>
22. Сакерин С.М., Кabanov Д.М., Ростов А.П., Турчинович С.А., Князев В.В. Солнечные фотометры для измерений спектральной прозрачности атмосферы в стационарных и мобильных условиях. *Оптика атмосферы и океана*. 2012; 25(12): 1112–1117.
- Sakerin S.M., Kabanov D.M., Rostov A.P., Turchinovich S.A., Knyazev V.V. Sun photometers for measuring spectral air transparency in stationary and mobile conditions. *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2013; 26(4): 352–356. <https://doi.org/10.1134/S102485601304012X>

23. Turchinovich Yu.S., Pochufarov A.O., Sakerin S.M. Algorithm of controlling the quality and retrieval of data from measurements of aerosol and black carbon concentrations in marine expeditions. *Proc. SPIE 11916, 27th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics, Atmospheric Physics*. 2021; 119161U. <https://doi.org/10.1117/12.2600591>
24. Global Modeling and Assimilation Office (GMAO). MERRA-2 tavgM_2d_aer_Nx: 2d, Monthly mean, Time-averaged, Single-Level, Assimilation, Aerosol Diagnostics V5.12.4, Greenbelt, MD, USA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC). 2015. URL: <https://10.5067/FH9A0MLJPC7N> (accessed 15.04 2023).
25. Global Modeling and Assimilation Office (GMAO). MERRA-2 tavg1_2d_aer_Nx: 2d, 1-Hourly, Time-averaged, Single-Level, Assimilation, Aerosol Diagnostics V5.12.4, Greenbelt, MD, USA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC). 2015. URL: <https://10.5067/KLICLTZ8EM9D> (accessed 15.04 2023).
26. Acker J.G., Leptoukh G. Online analysis enhances use of NASA Earth science data. *Eos, Trans. AGU*. 2007; 88(2): 14,17. <https://doi.org/10.1029/2007EO020003>
27. Stone R.S., Sharma S., Herber A., Eleftheriadis K., Nelson D.W. A characterization of Arctic aerosols on the basis of aerosol optical depth and black carbon measurements. *Elementa: Science of the Anthropocene*. 2014; 2: 000027. <https://doi.org/10.12952/journal.elementa.000027>
28. Tomasi C., Kokhanovsky A.A., Lupi A., Ritter C., Smirnov A., Mazzola M., Stone R.S., Lanconelli C., Vitale V., Holben B.N., Nyeki S., Wehrli C., Altonen V., de Leeuw G., Rodriguez E., Herber A.B., Stebel K., Stohl A., O'Neill N.T., Radionov V.F., Zielinski T., Petelski T., Sakerin S.M., Kabanov D.M., Xue Y., Mei L., Istomina L., Wagener R., McArthur B., Sobolewski P.S., Butler J., Kivi R., Courcoux Y., Larouche P., Broccardo S., Piketh S.J. Aerosol remote sensing in polar regions. *Earth-Science Reviews*. 2015; 140: 108–157. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.11.001>
29. Shaw G.E. The Arctic haze phenomenon. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1995; 76(12): 2403–2414.
30. Журавлева Т.Б., Артюшина А.В., Виноградова А.А., Воронина Ю.В. Черный углерод в приземной атмосфере вдали от источников эмиссий: сравнение результатов измерений и реанализа MERRA-2. *Оптика атмосферы и океана*. 2020; 33(4): 250–260. <https://doi.org/10.15372/AOO20200402>

Zhuravleva T.B., Artyushina A.V., Vinogradova A.A., Voronina Yu.V. Black carbon in the near-surface atmosphere far away from emission sources: Comparison of measurements and MERRA-2 reanalysis data. *Atmos. Ocean. Opt.* 2020; 33(6): 591–601. <https://doi.org/10.1134/S102485602006025>
31. Kabanov D.M., Ritter C., Sakerin S.M. Interannual and seasonal variations in aerosol optical depth of the atmosphere in two regions of Spitsbergen Archipelago (2002–2018). *Atmospheric Measurement Techniques*. 2020; 13: 5303–5317.
32. Xian P, Zhang J, O'Neill N.T, Toth T.D., Sorenson B., Colarco P.R., Kipling Z., Hyer E.J, Campbell JR., Reid J.S., Ranjbar K. Arctic spring and summertime aerosol optical depth baseline from long-term observations and model reanalyses – Part 1: Climatology and trend. *Atmos. Chem. Phys.* 2022; 15(22): 9915–9947. <https://doi.org/10.5194/acp-22-9915-2022>
33. Ponomarev E.I, Zabrodin A.N., Shvetsov E.G., Ponomareva T.V. Wildfire intensity and fire emissions in Siberia. *Fire*. 2023; 7(6): 246. <https://doi.org/10.3390/fire6070246>

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-435-451>
УДК 533.951; 550.388.2



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL PAPER

Сравнение характеристик явлений в F-области высокоширотной ионосферы при излучении мощных КВ радиоволн антеннами с узкой и широкой диаграммой направленности*

Н.Ф. Благовещенская✉, Т.Д. Борисова, А.С. Калишин, И.М. Егоров,
Г.А. Загорский, А.С. Ковалев

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

✉nataly@aari.nw.ru

ID НФБ, 0000-0003-1752-3273; ТДБ, 0000-0003-1727-5310; АСК, 0000-0001-7299-6546

Аннотация. Выполнено сравнение характеристик искусственных ионосферных возмущений в F-области высокоширотной ионосферы при излучении мощных коротких радиоволн нагревного стенда EISCAT/Heating (г. Тромсё, Норвегия) фазированными антенными решетками (ФАР) с узкой ($5-6^\circ$) и широкой ($10-12^\circ$) диаграммами направленности (антенны А1 и А3 соответственно). Рассмотрены характеристики, поведение и пространственная структура электронной концентрации и температуры, продольных плазменных волн (ленгмюровских и ионно-акустических), мелкомасштабных искусственных магнито-ориентированных неоднородностей и искусственного узкополосного (в полосе ± 1 кГц относительно частоты нагрева) радиоизлучения ионосферы, вызванных воздействием мощных КВ радиоволн необыкновенной (Х-мода) и обыкновенной (О-мода) поляризации при их излучении антеннами А1 и А3 в направлении магнитного зенита.

Ключевые слова: высокоширотная ионосфера, искусственные неоднородности, искусственное радиоизлучение ионосферы, канал, мощная КВ радиоволна, продольные плазменные волны, радар некогерентного рассеяния радиоволн, электронная концентрация

Для цитирования: Благовещенская Н.Ф., Борисова Т.Д., Калишин А.С., Егоров И.М., Загорский Г.А., Ковалев А.С. Сравнение характеристик явлений в F-области высокоширотной ионосферы при излучении мощных КВ радиоволн антеннами с узкой и широкой диаграммой направленности. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2023; 69(4): 435–451. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-435-451>.

Поступила 12.10.2023

После переработки 07.11.2023

Принята 09.11.2023

* Статья подготовлена на основе доклада «Влияние ширины диаграммы направленности антенны КВ нагревного стенда EISCAT/Heating на характеристики искусственных возмущений в высокоширотной верхней ионосфере (F-область)», представленного на Всероссийских открытых Армандовских чтениях «Современные проблемы дистанционного зондирования, радиолокации, распространения и дифракции волн», Муром, 27–29 июня 2023 г. [1].

Comparison of features of phenomena in the high latitude ionospheric F -region induced by powerful HF radio waves radiated by antennas with narrow and wide beam patterns

Nataly F. Blagoveshchenskaya✉, Tatiana D. Borisova, Alexey S. Kalishin,
Ivan M. Egorov, Gleb A. Zagorskiy, Andrey S. Kovalev

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

✉nataly@aari.nw.ru

ID NFB, 0000-0003-1752-3273; TDB, 0000-0003-1727-5310; ASK, 0000-0001-7299-6546

Abstract. Physical experiments in natural free plasma (ionosphere) using controlled injection of powerful HF radio waves (HF pump waves) into the high latitude upper (F -region) ionosphere allow the investigation of various nonlinear phenomena. HF pump waves with ordinary (O-mode) polarization are commonly used for the modification of the upper ionosphere (F -region). This is due to the fact that extraordinary (X-mode) polarized HF pump waves are reflected from altitudes significantly below the reflection altitude of the O-polarized HF pump wave and the altitude of electrostatic plasma waves. Because of that they are not able to generate such waves or, as a consequence, cause artificial plasma turbulence and accompanying phenomena. However, the results of experiments carried out by AARI researchers at the EISCAT/Heating facility (Tromsø, Norway) have clearly demonstrated for the first time that X-polarized HF pump waves are able to produce artificial ionosphere disturbances which may be much stronger compared with O-mode disturbances. This opens up new possibilities for the investigation of nonlinear phenomena and ionospheric disturbances in the upper ionosphere, leading to the development of technologies allowing one to observe the processes in the Arctic zone ionosphere. In contrast to the traditional investigations of artificial ionospheric disturbances induced by O-mode HF pump waves, X-mode disturbances in the upper ionosphere are poorly investigated, the mechanisms of their generation are not understood. Therefore, such investigations require serious experimental and theoretical development. We present investigation results of the influence of the HF Phased Array beam width at the EISCAT/Heating facility (Tromsø, Norway) on the features of artificial disturbances in the high latitude upper (F -region) ionosphere induced by powerful HF radio waves. The paper analyzes the features, behavior, and spatial structure of electron density and temperature (N_e and T_e), Langmuir and ion-acoustic plasma waves, artificial field-aligned irregularities (AFAIs), and narrowband (± 1 kHz relative to heating frequency) stimulated electromagnetic emission (NSEE) induced by X-mode HF pumping by phased Arrays with a narrow beam width of $5\text{--}6^\circ$ (A1) and a wide beam width of $10\text{--}12^\circ$ (at -3 dB level) (A3). It is shown that the spatial size in the north-south direction of the N_e ducts and HF-enhanced plasma and ion lines (HFPL and HFIL) depends on the width of the HF Heating facility antenna beam. It corresponds to the angle width of 7° for the A3 antenna and 4° for A1, which is approximately two times less than the width of the pattern of A3 and A1. The relationship between the N_e duct transverse size and the size of the region occupied by the X-mode artificial irregularities is found. It has been established that the intensities of all the discrete components in the NSEE spectra are $10\text{--}20$ dB higher when a powerful X-wave is emitted to the antenna A1, providing ERP = 820 MW, compared to radiation to the antenna A3, providing ERP = 230 MW. A comparison is made of the influence of the radiation pattern width of the antennas A1 and A3 on the characteristics of disturbances during O- and X-mode HF pumping. It is shown that N_e ducts and narrow band stimulated electromagnetic emission during O-mode heating, at frequencies below the critical frequency of the F_2 layer, are not excited at all when the pump wave is emitted by both antennas A1 and A3. However, perturbations in the electron temperature, AFAI intensity, and the size of the region occupied by AFAIs are greater during O-mode heating than during X-mode heating.

Keywords: artificial irregularities, duct, electron density, elongated plasma waves, high latitude ionosphere, incoherent scatter radar, powerful HF radio wave, stimulated electromagnetic emission

For citation: Blagoveshchenskaya N.F., Borisova T.D., Kalishin A.S., Egorov I.M., Zagorskiy G.A., Kovalev A.S. Comparison of features of phenomena in the high latitude ionospheric F-region induced by powerful HF radio waves radiated by antennas with narrow and wide beam patterns. *Arctic and Antarctic Research*. 2023; 69 (4): 435–451. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-435-451>

Received 12.10.2023

Revised 07.11.2023

Accepted 09.11.2023

Введение

Физические эксперименты в естественной свободной плазме (ионосфере) с использованием контролируемой инъекции мощных КВ радиоволн в высокоширотную верхнюю (F-область) ионосферу позволяют изучать широкий спектр ионосферных возмущений, нелинейных явлений, механизмы возбуждения турбулентностей и плазменных волн, плазменные и гироманнитные резонансы, механизмы ускорения электронов (см., например, [2–9] и ссылки там). Особое внимание привлекают исследования на высокоширотных КВ нагревных стендах HAARP (Аляска, США) и EISCAT/Heating (г. Тромсё, Норвегия), где вследствие особенностей высокоширотной ионосферы возможна генерация искусственных возмущений, принципиально невозможных в ионосфере средних широт.

Для модификации верхней ионосферы (F-область) традиционно на всех нагревных стендах мира используются мощные КВ радиоволны обыкновенной (О-мода) поляризации. Это вызвано тем, что радиоволны необыкновенной (Х-мода) поляризации в фоновой (невозмущенной) ионосфере отражаются существенно ниже высоты отражения мощной КВ радиоволны О-поляризации и, более того, ниже области существования квазиелектростатических плазменных волн (ленгмюровских и верхнегибридных). Вследствие этого они не могут вызвать генерацию этих волн и, как следствие, возбуждение искусственной ионосферной турбулентности и явлений, ее сопровождающих [6, 10, 11].

Однако результаты экспериментальных исследований на КВ нагревном стенде EISCAT/Heating (г. Тромсё, Норвегия), полученные специалистами ААНИИ в 2011–2021 гг., впервые показали возможность генерации искусственных возмущений, вызванных воздействием мощной КВ радиоволны (волны накачки) Х-поляризации на высокоширотную F-область ионосферы, которые могут превосходить по интенсивности возмущения при О-нагреве [12]. Среди них следует отметить следующие: мелкомасштабные искусственные ионосферные неоднородности (МИИН), искусственное свечение в красной и зеленой линиях атомарного кислорода, ленгмюровские и ионно-акустические плазменные волны, дакты повышенной электронной плотности в широком диапазоне высот, узкополосное искусственное радиоизлучение ионосферы (УИРИ) (см., например, [13–17] и ссылки там). Следует указать, что в отличие от эффектов воздействия мощных КВ радиоволн обыкновенной (О-мода) поляризации, традиционно используемых для модификации верхней ионосферы на всех КВ нагревных стендах, возмущения при Х-нагреве создаются не только на частотах нагрева ниже критической частоты слоя F2 ($f_H \leq f_oF2$), но и в условиях, когда f_H существенно превышает f_oF2 [2]. При этом эффекты Х-нагрева в F-области высокоширотной ионосферы наблюдаются только при излучении мощной КВ радиоволны в направлении магнитного поля (магнитный зенит).

Разработанная методология контролируемого воздействия мощных КВ радиоволн Х-поляризации на высокоширотную F -область ионосферы открывает новые возможности изучения возмущений в высокоширотной верхней ионосфере и будет способствовать развитию технологий наблюдений за процессами в ионосфере в Арктическом регионе. Вместе с тем целый ряд вопросов, касающихся Х-нагрева, эффекты воздействия которого на F -область ионосферы для научного сообщества оказались абсолютно неожиданными, остается невыясненным и требует дальнейшего серьезного изучения как в экспериментальном, так и теоретическом плане.

В данной статье ставится цель исследовать влияние ширины диаграммы направленности фазированной антенной решетки (ФАР) КВ нагревного стенда EISCAT/Heating на пространственную структуру и характеристики искусственных возмущений в F -области ионосферы высоких широт при воздействии волн накачки Х-поляризации. Уделяется внимание также сравнению эффектов воздействия мощных КВ радиоволн Х- и О-поляризации. Для достижения поставленной цели с использованием разнообразных независимых диагностических средств и методов (радар некогерентного рассеяния радиоволн EISCAT, когерентный радар CUTLASS и аппаратура для дистанционной диагностики УИПИ) было выполнено сравнение характеристик и пространственной структуры разнообразных искусственных ионосферных возмущений при излучении волн накачки О- и Х-поляризации антеннами с узкой ($5\text{--}6^\circ$) и широкой ($10\text{--}12^\circ$) диаграммой направленности (на уровне — 3 дБ).

Описание эксперимента и используемые диагностические средства и методы

Модификации F -области высокоширотной ионосферы мощными КВ радиоволнами осуществлялась КВ нагревным стендом EISCAT/Heating, установленным вблизи г. Тромсё, Норвегия ($69,6^\circ$ с. ш., $19,2^\circ$ в. д., $L = 6,2$, $I = 78^\circ$) [18]. Эксперимент проводился 27 октября 2013 г. при спокойных магнитных условиях с 12:00 до 14:00 UT при излучении волны накачки на частоте $f_H = 7,953$ МГц в магнитный зенит (наклон диаграммы направленности ФАР на 12° к югу от вертикали) циклами 20 мин нагрев, 10 мин пауза, начиная с 12:01 UT. В период эксперимента поляризация мощной КВ радиоволны в циклах нагрева изменялась в последовательности О–Х–Х–О.

Нагревной стенд EISCAT/Heating в диапазоне частот нагрева $f_H = 5,423\text{--}7,953$ МГц обеспечивает возможность излучения мощной КВ радиоволны как фазированной антенной решеткой «3» (A3) с широкой диаграммой направленности $10\text{--}12^\circ$ (на уровне — 3 дБ) при эффективных мощностях излучения (effective radiated power) ERP = 190–280 МВт, так и ФАР «1» (A1) с узкой диаграммой направленности $5\text{--}6^\circ$ (на уровне — 3 дБ), обеспечивающей ERP = 400–1200 МВт. В первый час эксперимента с 12 до 13 UT О/Х-нагрев на частоте $f_H = 7,953$ МГц проводился с использованием антенны A3, обеспечивающей ERP = 230 МВт, а во второй час с 13 до 14 UT излучение Х/О-волны осуществлялось антенной решеткой A1 при ERP = 820 МВт.

Диагностика эффектов воздействия мощных КВ радиоволн, излучаемых стендом EISCAT/Heating с использованием ФАР A1 и A3, проводилась с помощью радара некогерентного рассеяния радиоволн (НР) EISCAT, работающего на частоте 931 МГц [19], когерентного радара CUTLASS (SuperDARN) [20] и аппаратуры регистрации узкополосного искусственного радиоизлучения ионосферы [21].

Измерения с помощью радара НР, расположенного в непосредственной близости от нагревного стенда, проводились на высотах от 90 до 700 км с разрешением по времени и высоте 5 с и 1,5 (3) км соответственно. Азимут излучения радара составлял 180° (на юг). Обработка данных радара НР осуществлялась с использованием пакета GUISDAP version 8.7 (Grand Unified Incoherent Scatter Design and Analysis Package) [22]. Радар НР обеспечивал получение параметров ионосферной плазмы (электронная концентрация и температура, N_e и T_e), а также характеристик продольных плазменных волн (ленгмюровских и ионно-акустических). Следует отметить, что радары НР в настоящее время являются единственным диагностическим инструментом, обеспечивающим непосредственную диагностику продольных плазменных волн, которые в спектрах сигнала радара НР проявляются как усиленные нагревом плазменные и ионные линии (HF-enhanced plasma and ion lines, HFPL и HFIL). В период эксперимента в циклах излучения мощной КВ радиоволны радар НР работал в режиме ступенчатого изменения углов возвышения в северо-южном направлении от 74 до 90° , что позволяло детально исследовать пространственную структуру искусственно возмущенной области ионосферы. При этом в течение 20 мин цикла нагрева каждые две минуты происходило ступенчатое изменение углов возвышения радара НР по схеме $74-76-77-78-79-80-82-84-86-90^\circ$ (угол возвышения 78° соответствует магнитному зениту в Тромсё).

Радар CUTLASS в Финляндии (63° с. ш., 27° в. д.), расположенный на ~ 1000 км к югу от стенда EISCAT/Heating, работал на «луч» 5 (в направлении на искусственно возмущенную область ионосферы над Тромсё) с разрешением по времени и дальности 3 с и 15 км соответственно. Излучение проводилось антенной с шириной луча $\sim 3,3^\circ$ практически одновременно на трех частотах в диапазоне от 16 до 20 МГц, обеспечивающих обратное рассеяние от мелкомасштабных искусственных магнито-ориентированных неоднородностей с масштабами поперек магнитного поля l_\perp от 9,3 до 7,5 м.

Узкополосное искусственное радиоизлучение ионосферы (УИРИ) регистрировалось на научно-исследовательской станции ААНИИ «Горьковская» вблизи Санкт-Петербурга на расстоянии ~ 1200 км от нагревного стенда EISCAT/Heating. Прием сигналов осуществлялся на антенну типа двойной горизонтальный ромб, ориентированный на стенд EISCAT/Heating. Для регистрации УИРИ использовался анализатор спектра, разработанный на основе радиоприемного устройства IC-R75 [21].

Состояние ионосферы контролировалось по данным ионозонда в Тромсё.

Результаты и их обсуждение

Анализ данных радара некогерентного рассеяния радиоволн EISCAT

На рис. 1 показано поведение электронной концентрации и температуры (N_e и T_e), мощности рассеянного сигнала (обозначенной как N_{raw}) в период эксперимента 27 октября 2013 г. по данным измерений радара некогерентного рассеяния радиоволн (НР) в Тромсё при нагреве высокоширотной F -области ионосферы. Мощная КВ радиоволна обыкновенной (О-мода) или необыкновенной (Х-мода) поляризации излучалась на частоте 7,953 МГц фазированными антенными решетками «3», с шириной диаграммы направленности $10-12^\circ$ (на уровне — 3 дБ), или «1», имеющей ширину $5-7^\circ$, (решетки А3 или А1) в направлении магнитного зенита циклами 20 мин нагрев, 10 мин пауза. Радар НР в течение каждого 20-минутного цикла нагрева ра-

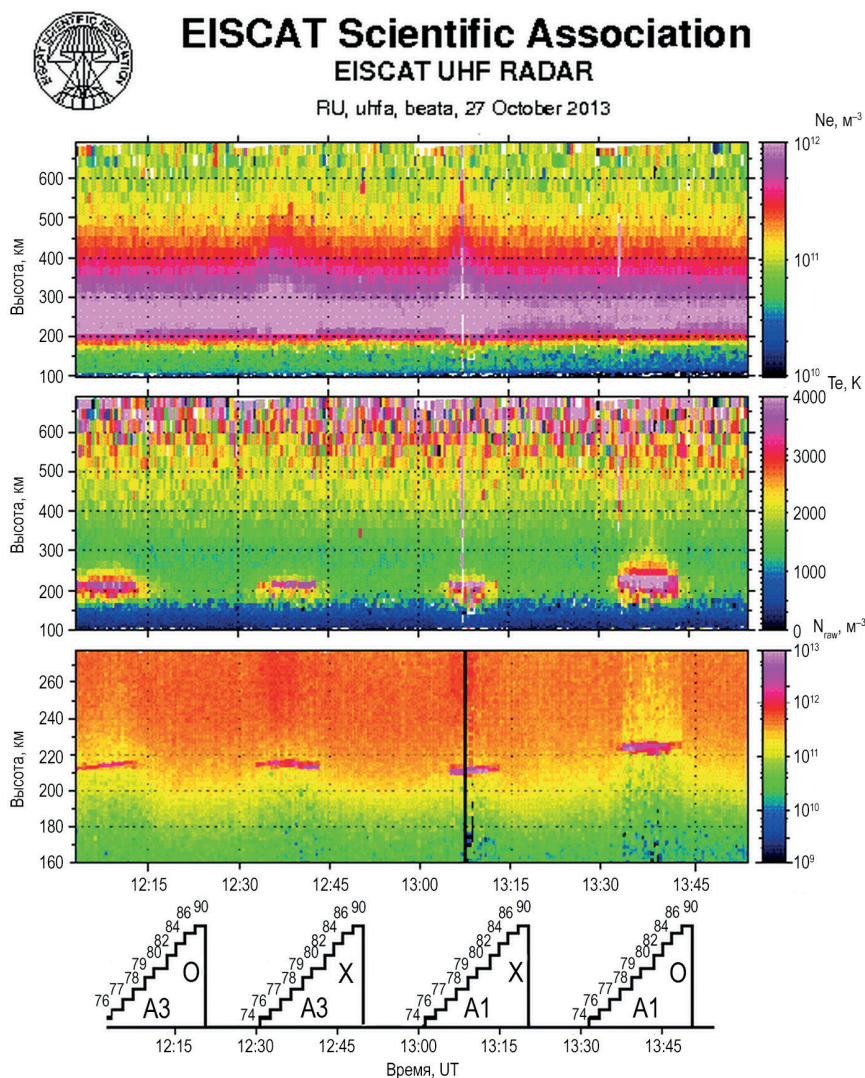


Рис. 1. Высотно-временное распределение N_e , T_e и N_{raw} по данным измерений радара НР в период нагревного эксперимента 27 октября 2013 г. с 12:03 до 14:00 UT. Мощная КВ радиоволна О- или Х-поляризации излучалась в магнитный зенит на частоте 7,953 МГц антеннами А3 или А1 циклами 20 мин нагрев, 10 мин пауза. Схема изменения углов возвышения радара НР, которые в течение цикла нагрева изменялись каждые 2 мин в последовательности 74–76–77–78–79–80–82–84–86–90°, а также поляризация мощной КВ радиоволны и тип используемой антенны КВ нагревного стенда EISCAT/Heating приведены на нижней панели

Fig. 1. Altitude-temporal behavior of the electron density and temperature, N_e and T_e , backscattered power (labeled as N_{raw}) in the course of the HF pumping experiment on 27 October 2013 from 12:03 to 14:00 UT. The HF pump wave of the O-mode or X-mode polarization radiated towards the magnetic zenith at a frequency of 7.953 MHz by Array 3 or 1 (A3 or A1) by cycles of 20 min on, 10 min off. In the course of every 20 min heater-on pulse the EISCAT ISR run in the elevation angle stepping mode, when the radar elevation angle was changed every 2 min in an orderly sequence of 74–76–77–78–79–80–82–84–86–90°, shown on the bottom panel. Here the polarization of the HF pump wave and the type of Array used in the course of the heater on pulses are also given

ботал в режиме ступенчатого изменения углов возвышения от 74 до 90° , что позволило детально исследовать пространственную структуру искусственно возмущенной области ионосферы (ИВО). Частота нагрева была ниже критической частоты слоя $F2$ ($f_{\text{H}}/f_oF2 = 0,78\text{--}0,85$). В этих условиях возможна генерация возмущений в ионосферной плазме как при О-, так и Х-нагреве высокоширотной F -области ионосферы.

Как следует из рис. 1, сильные возрастания электронной плотности N_e в широком диапазоне высот от ~ 300 км до высот порядка 550 км (дакты N_e) наблюдались только при излучении мощной КВ радиоволны Х-поляризации и не регистрировались при О-нагреве. Дакты N_e создавались как при излучении мощной Х-волны фазированными антенными решетками с широкой диаграммой направленности АЗ с $12:31\text{--}12:51$ UT при $\text{ERP} = 230$ МВт, так и при Х-нагреве антенной с узкой диаграммой А1 с $13:01\text{--}13:21$ UT при $\text{ERP} = 820$ МВт. Пространственная протяженность дактов в северо-южном направлении (ширина дактов) существенно зависит от ширины диаграммы направленности антенны КВ нагревного стенда EISCAT/Heating. При излучении мощной Х-волны антенной АЗ дакты N_e регистрировались в диапазоне углов возвышения радары HP $76\text{--}82^\circ$, что соответствует угловой ширине дактов в северо-южном направлении 7° , в то время как при излучении Х-волны антенной А1 дакты N_e наблюдались в диапазоне углов возвышения радары HP $77\text{--}80^\circ$, что соответствует ширине дактов 4° . Таким образом, при излучении мощной Х-волны как антенной АЗ, так и А1 пространственная протяженность дактов N_e примерно в два раза меньше ширины диаграммы направленности антенн КВ нагревного стенда, что свидетельствует о сильной фокусировке мощной Х-волны в направлении магнитного поля.

Создание дактов повышенных значений N_e , наблюдавшихся в широком диапазоне высот от $\sim 270\text{--}300$ км до $\sim 550\text{--}600$ км, при излучении мощной Х-волны в направлении магнитного зенита является типичной характеристикой Х-нагрева [23]. При О-нагреве, как правило, дакты N_e не создаются, однако при специфических условиях нагрева, а именно при О-нагреве на частотах вблизи критической частоты слоя $F2$ и/или вблизи гирогармоник электронов ($f_{\text{H}} \approx f_oF2$ и/или $f_{\text{H}} \approx n f_{ce}$ где n — номер гармоники и f_{ce} — гирочастота электронов) возможно создание дактов N_e [24]. Образование дактов повышенной электронной плотности может быть объяснено генерацией потока ускоренных электронов, приводящих к образованию повышенной электронной концентрации [23]. Альтернативный механизм генерации дактов N_e был предложен в [25], суть которого состоит в гидировании луча радары HP искусственными ионосферными неоднородностями. В этом механизме ширина дакта определяется шириной диаграммы направленности антенны радары HP , которая для EISCAT радары, работающего на частоте 931 МГц, составляет всего $0,6^\circ$. Это находится в явном противоречии с полученными в нашем эксперименте 27 октября 2013 г. данными, убедительно свидетельствующими о зависимости пространственной протяженности дакта N_e от ширины диаграммы направленности антенны КВ нагревного стенда, а не от ширины диаграммы антенны радары HP . Таким образом, в рамках механизма гидирования луча радары HP искусственными ионосферными неоднородностями [25] объяснить генерацию дактов N_e при Х-нагреве F -области ионосферы невозможно.

Типичным проявлением воздействия мощных КВ радиоволн обыкновенной (О-мода) поляризации на частотах нагрева ниже критической частоты слоя $F2$

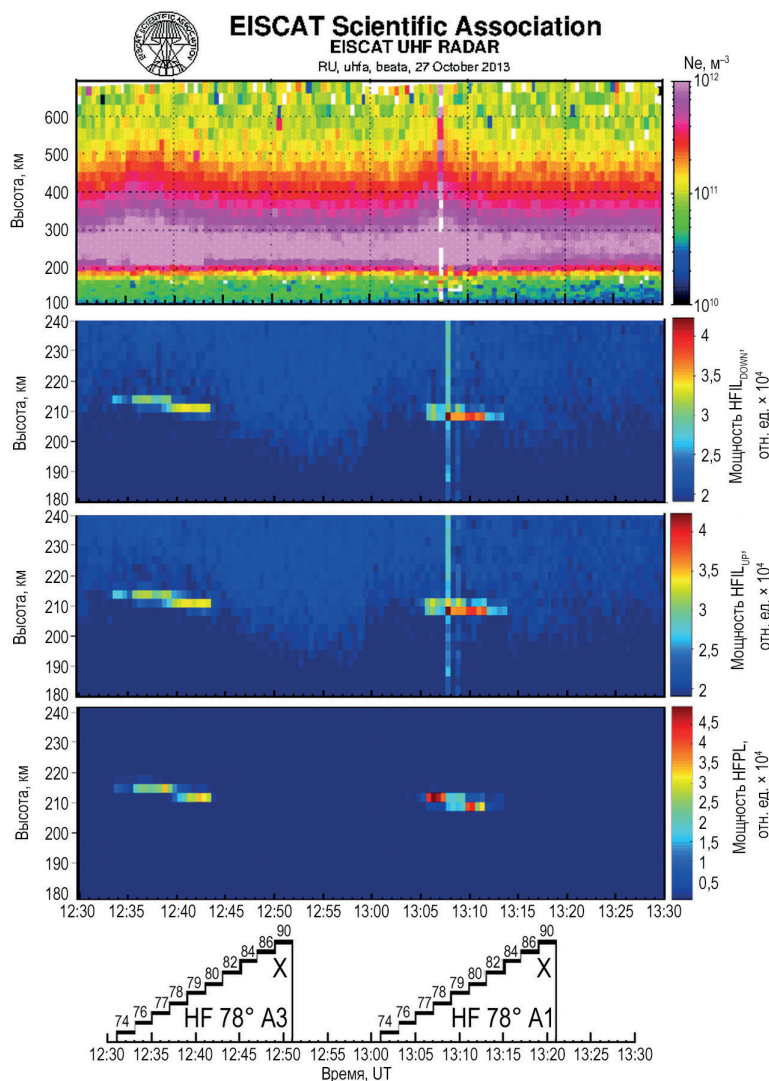


Рис. 2. Высотно-временное распределение N_e , $HFIL_{DOWN}$, $HFIL_{UP}$ и $HFPL$ при излучении мощной X-волны антеннами A3 или A1 по данным измерений радара HP 27 октября 2013 г. с 12:30–13:30 UT. Мощная КВ радиоволна X-поляризации излучалась в магнитный зенит на частоте 7,953 МГц антеннами A3 или A1 циклами 20 мин нагрев, 10 мин пауза. Схема изменения углов возвышения радара HP, которые в течение цикла нагрева изменялись каждые 2 мин, в последовательности 74–76–77–78–79–80–82–84–86–90°, а также поляризация мощной КВ радиоволны и тип используемой антенны приведены на нижней панели

Fig. 2. Altitude-temporal behavior of the N_e , $HFIL_{DOWN}$, $HFIL_{UP}$ and $HFPL$ from EISCAT ISR measurements, when the X-mode HF pump wave was radiated by Array 3 or 1 on 27 October 2013 from 12:30 to 13:30 UT. The X-mode HF pump wave was radiated towards the magnetic zenith at a frequency of 7.953 MHz by Array 3 or 1 (A3 or A1) by cycles of 20 min on, 10 min off. In the course of every 20 min heater-on pulse the EISCAT ISR run in the elevation angle stepping mode, when the radar elevation angle was changed every 2 min in an orderly sequence of 74–76–77–78–79–80–82–84–86–90°, shown on the bottom panel. Here the polarization of the HF pump wave and the type of Array used in the course of the heater on pulse are also given

($f_H \leq f_oF2$) является тепловой нагрев электронов вследствие развития тепловой параметрической (резонансной) неустойчивости (ТПН) [2, 27, 28]. Наиболее сильные возрастания температуры электронов T_e , достигающие 200–250 % относительно фоновых значений, наблюдаются при излучении мощной О-волны в направлении магнитного зенита [26]. При Х-нагреве ТПН не возбуждается, а возрастание температуры электронов происходит вследствие омического нагрева. При этом возрастания T_e составляли 20–30 % при $f_H \leq f_oF2$ и достигали 50 % при $f_H > f_oF2$ [12, 14].

Радар некогерентного рассеяния радиоволн является единственным инструментом, позволяющим проводить прямые измерения продольных плазменных волн (ленгмюровских и ионно-акустических), которые проявляются в спектрах радара HP как усиленные нагревом плазменные и ионные линии (HF-induced plasma и ion lines, HFPL и HFIL). Представляет интерес сравнить поведение и характеристики HFPL и HFIL при излучении мощной Х-волны антеннами с широкой и узкой диаграммой направленности (А3 или А1).

На рис. 2 приведено высотно-временное распределение интенсивностей усиленных нагревом ионных линий, смещенных вниз и вверх по частоте относительно частоты радара HP (HF-enhanced downshifted and upshifted ion lines, $\text{HFIL}_{\text{DOWN}}$ and HFIL_{LUP}) и инициированных нагревом плазменных линий (HF-induced plasma lines, HFPL) при излучении мощной Х-волны антеннами А3 или А1 27 октября 2013 г. с 12:30–13:30 UT. Для сравнения на верхней панели приведено также поведение N_e . Из рис. 2 следует, что усиленные нагревом ионные и плазменные линии, сопровождаемые возрастанием N_e , возбуждались при излучении мощной КВ радиоволны необыкновенной поляризации (Х-мода) как антенной с широкой диаграммой (А3), так и антенной с узкой диаграммой направленности (А1). Усиленные нагревом плазменные и ионные линии регистрировались в диапазоне углов возвышения радара HP 76–82° при излучении Х-волны антенной А3 и в диапазоне углов 77–80° при ее излучении антенной А1. Следовательно, горизонтальная протяженность области в северо-южном направлении, в которой возбуждались усиленные нагревом плазменные и ионные линии, составляла 7 и 4° соответственно при излучении мощной Х-волны антеннами А3 и А1, что соответствует ширине дактов N_e . При этом интенсивность $\text{HFIL}_{\text{DOWN}}$, HFIL_{LUP} и HFPL была выше в цикле 13:01–13:21 UT при использовании антенны с узкой диаграммой А1, обеспечивающей высокую эффективную мощность излучения $\text{ERP} = 820 \text{ МВт}$, по сравнению с циклом 12:31–12:51 UT, когда излучение проводилось антенной А3 при $\text{ERP} = 230 \text{ МВт}$.

Согласно исследованиям результатов экспериментов при ступенчатом изменении эффективной мощности излучения установлено [23], что пороги возбуждения дактов N_e достаточно низкие и составляют 57–73 МВт ($E = 0,24\text{--}0,27 \text{ В/м}$ на высотах слоя $F2$). Однако для возбуждения $\text{HFIL}_{\text{DOWN}}$, HFIL_{LUP} и HFPL необходимы гораздо более высокие мощности излучения, поэтому при использовании антенны А3, обеспечивающей $\text{ERP} = 230 \text{ МВт}$, интенсивности $\text{HFIL}_{\text{DOWN}}$, HFIL_{LUP} и HFPL не достигают насыщения.

Анализ результатов наблюдений

с использованием когерентного КВ доплеровского радара CUTLASS

На рис. 3 приведены мощности рассеянных на МИИН сигналов 27 октября 2013 г. с 12 до 14 UT по данным измерений радара CUTLASS на частотах ~16, 18 и 20 МГц, что обеспечивало диагностику МИИН с размерами поперек магнитного поля $l_{\perp} = 7,5\text{--}9,3 \text{ м}$ ($l_{\perp} = c / 2f$, где f — частота радара). Данные приведены в координатах дальность (range gate) — мировое время (UT). Разрешение по дальности (range gate) составляло 15 км, при этом «первые ворота» начинались с дальности

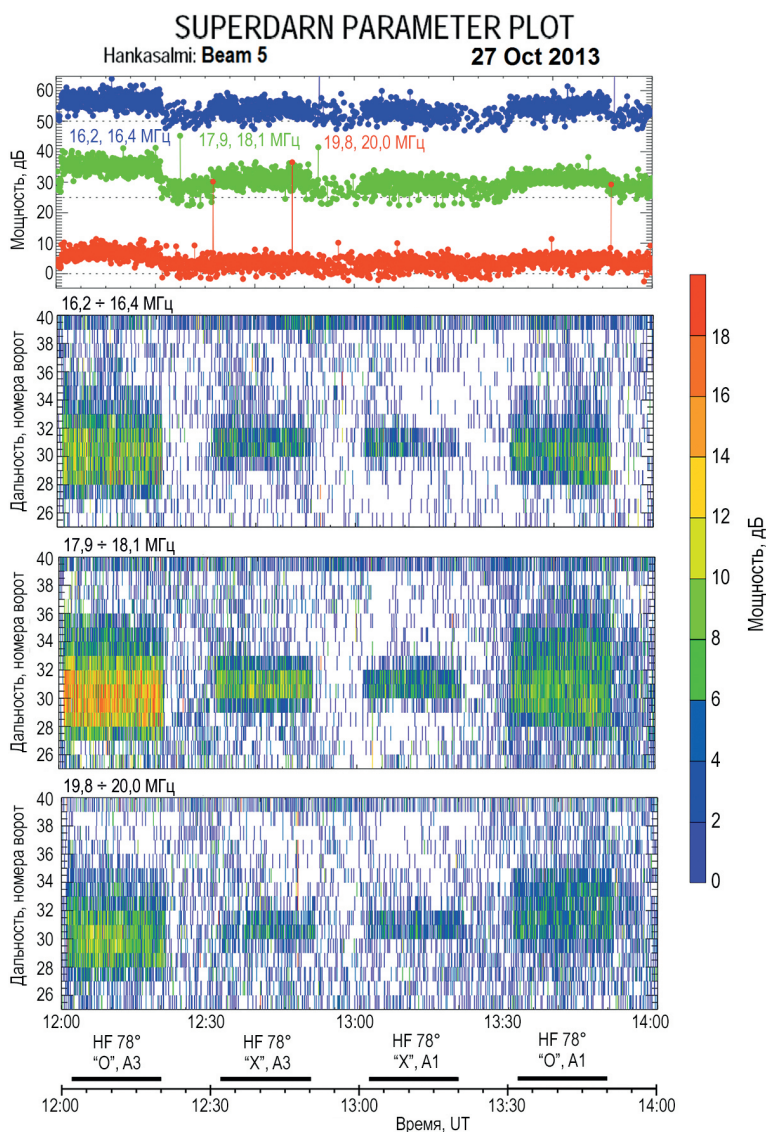


Рис. 3. Мощности рассеянных от МИИН сигналов, а также распределение интенсивностей рассеянных сигналов в координатах дальность (Range gate) — мировое время (UT) на частотах $f \sim 16,2$; 18 и 20 МГц по данным наблюдений с помощью радара CUTLASS (SuperDARN) в Ханкасалми на «луч» 5 27 октября 2013 г. с 12 до 14 UT. Альтернативный O/X-нагрев производился в магнитный зенит на частоте $f_H = 7,953$ МГц антенными решетками A3 или A1. Циклы нагрева, поляризация мощной КВ радиоволны и тип используемой фазированной антенной решетки (A3 или A1) показаны на нижней панели

Fig. 3. The power of artificial backscatter and range gate — time (UT) plots at frequencies $f \sim 16,2$; 18 and 20 MHz of the CUTLASS (SuperDARN) observations in Hankasalmi derived from beam 5 on 27 October 2013 from 12–14 UT. The alternative O-/X-mode heating was made towards the magnetic zenith at frequency $f_H = 7.953$ MHz with the alternative using Arrays A3 or A1. The heater-on cycles, polarization of the HF pump wave and type of Array (A3 or A1) are shown on the bottom panel

480 км. Регистрация рассеянных на МИИН сигналов осуществлялась в диапазоне «ворот» с 25 до 40, что соответствует дальностям от 855 до 1080 км.

Представляет интерес детально рассмотреть и сравнить характеристики МИИН при О- и Х-нагреве в условиях излучения мощной КВ радиоволны антеннами с широкой (А3) и узкой (А1) диаграммами направленности.

Из рис. 3 следует, что размер области, в которой сосредоточены МИИН, возбуждаемые мощной КВ радиоволной О-поляризации, составлял 90–105 км при ее излучении антенной А3 и 60–90 км при использовании антенны А1. Механизм возбуждения этих неоднородностей при О-нагреве объясняется в рамках теории тепловой параметрической (резонансной) неустойчивости [27, 28]. Размер области, в которой возбуждались МИИН при Х-нагреве, был существенно меньше и составлял 45–60 км при излучении мощной КВ радиоволны антенной А3 с широкой диаграммой и ~30 км при использовании антенны А1 с узкой диаграммой. Механизм возбуждения неоднородностей при Х-нагреве может быть объяснен в рамках теории неустойчивости Рэлея–Тэйлора [29], развивающейся на горизонтальных градиентах давлений N_e в присутствии электрического поля мощной КВ радиоволны, ортогонального к магнитному полю.

Следует отметить, что как при О-, так и Х-нагреве интенсивность рассеянных на МИИН сигналов была больше при излучении мощных КВ радиоволн антенной с широкой диаграммой (А3). Это объясняется тем, что интенсивность рассеянных на МИИН сигналов при одинаковых условиях воздействия (частота, отношение плотности потока мощности падающей волны к рассеянной) определяется эффективной площадью рассеяния, зависящей от горизонтального размера искусственно возмущенной области (ИВО) ионосферы, который примерно в два раза больше при использовании антенны А3 по сравнению с А1.

Анализ результатов наблюдений узкополосного искусственного радиоизлучения ионосферы

На рис. 4 приведены динамические спектры узкополосного искусственного радиоизлучения ионосферы (УИРИ), зарегистрированные на обсерватории ААНИИ НИС «Горьковская» вблизи Санкт-Петербурга (на расстоянии ~1200 км от нагревного стенда) в период эксперимента 27 октября 2013 г. с 12 до 14 UT. Альтернативный О/Х-нагрев производился в магнитный зенит на частоте $f_H = 7,953$ МГц антенными решетками А3 или А1, имеющими соответственно широкую (10–12°) или узкую (5–7°) диаграммы направленности. Из рис. 4 следует, что возбуждение дискретных компонент в спектре нагревного сигнала наблюдалось только при Х-нагреве и отсутствовало при О-нагреве. Из данных, приведенных на рис. 4, также следует, что возбуждение дискретных структур происходило при излучении мощной Х-волны как антенной А3, так и А1. Спектр УИРИ содержит ярко выраженные дискретные составляющие, упорядоченные по ионно-циклотронной частоте атомарного кислорода O^+ ($f_{ci} \approx 50$ Гц) с частотами $f_H \pm n \cdot f_{ci}$, где n — номер гармоники. Аналогичная реакция на альтернативный О/Х-нагрев имела место и в других наших экспериментах на стенде EISCAT/Heating, выполненных в широком диапазоне частот нагрева от 4,2 до 7,9 МГц [14, 17, 21, 30]. В качестве возможных механизмов генерации УИРИ при Х-нагреве, регистрируемого на значительном (~1200 км) удалении от КВ нагревного стенда, в [21, 30] были предложены: (1) многократный процесс стимулированного рассеяния Бриллюэна (Magnetized Stimulated Brillouin Scatter, MSBS) [31–33], когда

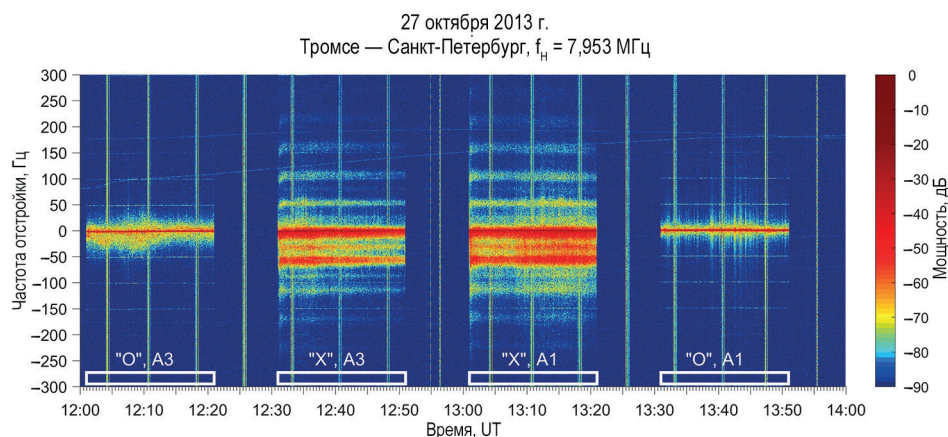


Рис. 4. Динамические спектры узкополосного искусственного радиоизлучения ионосферы (УИРИ) в полосе ± 300 Гц относительно частоты нагрева, зарегистрированные на обсерватории ААНИИ НИС «Горьковская» вблизи Санкт-Петербурга (на расстоянии ~ 1200 км от нагревного стенда), в период эксперимента 27 октября 2013 г. с 12 до 14 UT. Альтернативный O/X-нагрев производился в магнитный зенит на частоте $f_H = 7,953$ МГц антенными решетками A3 или A1. Циклы нагрева, поляризация мощной КВ радиоволны и тип используемой фазированной антенной решетки (A3 или A1) показаны на оси времени

Fig. 4. Spectrogram of the narrowband stimulated emission (NSEE) in the band of ± 300 Hz relative to the heater frequency recorded at the AARI "Gorkovskaya" observatory near St. Petersburg, located at a distance of ~ 1200 km away from the EISCAT/Heating facility, on 27 October from 12–14 UT. The alternative O/X-mode heating was made towards the magnetic zenith at frequency $f_H = 7.953$ MHz with the alternative using Arrays A3 or A1. The heater-on cycles, polarization of the HF pump wave and type of Array (A3 or A1) are shown on the time axis

мощная КВ радиоволна распадается на низкочастотную электростатическую волну и обратно рассеянную электромагнитную волну; (2) стимулированное рассеяние Бернштейна на ионах (Stimulated Ion Bernstein Scatter, SIBS) [34–36], при котором мощная КВ радиоволна распадается на электронную и ионную волны Бернштейна. При этом для обоих указанных механизмов МИИН играют ключевую роль в возможности регистрации УИРИ на большом расстоянии от нагревного стенда.

Обращает на себя внимание факт наличия интенсивной спектральной компоненты, смещенной вниз по частоте на (27–31) Гц (см. рис. 4). Происхождение этой спектральной компоненты было ассоциировано с электростатическими ионно-циклотронными волнами ионов NO^+ [17].

Сравним более детально спектры УИРИ при излучении мощной КВ радиоволны X-поляризации фазированными антенными решетками A3 и A1. На рис. 5 приведены спектры УИРИ в фиксированные моменты времени циклов X-нагрева при излучении мощной КВ радиоволны антеннами A3 и A1. Напомним, что во время эксперимента 27 октября 2013 г. в цикле нагрева 12:31–12:51 UT антенна A3 обеспечивала эффективную мощность излучения $\text{ERP} = 230$ МВт, а антенна A1 в цикле 13:01–13:21 UT — $\text{ERP} = 820$ МВт.

Из рис. 5 следует, что интенсивности всех дискретных компонент в спектрах УИРИ на 10–20 дБ больше при излучении мощной X-волны антенной A1, обеспе-

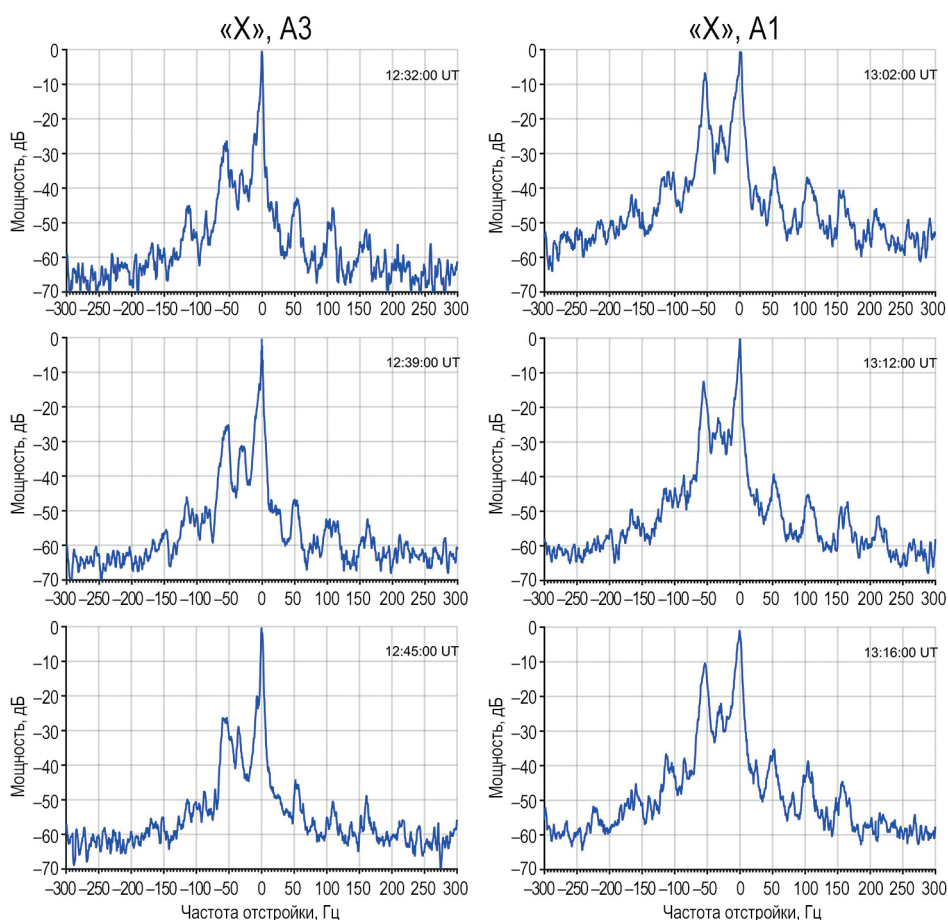


Рис. 5. Спектры УИРИ в полосе ± 300 Гц относительно частоты нагрева, полученные 27 октября 2013 г. в 12:32, 12:39 и 12:45 UT при излучении мощной X-волны антенной A3, а также в 13:02, 13:12 и 13:16 UT при излучении мощной X-волны антенной A1. Мощная КВ радиоволна X-поляризации излучалась на частоте 7,953 МГц в магнитный зенит антенной A3 с 12:31 до 12:51 UT при ERP = 230 МВт и антенной A1 с 13:01 до 13:21 UT при ERP = 820 МВт

Fig. 5. Spectra of NSEE in the band of ± 300 Hz relative to the heater frequency on 27 October 2013 at 12:32, 12:39 and 12:45 UT, when the X-mode HF pump wave was radiated by Array A3, and at 13:02, 13:12 and 13:16 UT, when the X-mode HF pump wave was radiated by Array A1. The X-mode HF pump wave was radiated at a frequency of 7.953 MHz towards the magnetic zenith by Array A3 from 12:31–12:51 UT resulting ERP = 230 MW and by Array A1 from 13:01–13:21 UT under ERP = 820 MW

чивающей ERP = 820 МВт, по сравнению с излучением антенной A3, реализующей ERP = 230 МВт. Такое поведение спектральных компонент УИРИ свидетельствует, что для возбуждения УИРИ вполне достаточно эффективных мощностей излучения 230 МВт. Тем не менее процесс формирования УИРИ в этом случае не приводит к эффекту насыщения. Увеличение ERP до 820 МВт (при излучении мощной

Х-волны антенной А1) сопровождается возрастанием интенсивностей дискретных спектральных компонент с частотой, кратной локальной гирочастоте ионов O^+ , и их гармоник на частотах $f_H \pm n$ (51–53) Гц, где n — номер гармоники, а также ростом количества гармоник как при отрицательных, так и положительных отстройках от частоты нагрева.

Заключение

Исследована пространственная структура и характеристики возмущений электронной концентрации и температуры (N_e и T_e) ленгмюровских и ионно-акустических плазменных волн, мелкомасштабных искусственных ионосферных неоднородностей и узкополосного искусственного радиоизлучения (УИРИ) при воздействии мощных КВ радиоволн необыкновенной (Х-мода) поляризации на высокоширотную F-область ионосферы при их излучении фазированными антенными решетками с различной шириной диаграммы направленности (А3 с шириной диаграммы 10–12° и А1 с шириной диаграммы 5–6°).

Показано, что пространственная протяженность (в северо-южном направлении) дактов N_e , усиленных нагревом плазменных и ионных линий (HFPL и HFIL), зависит от ширины диаграммы направленности антенны КВ нагревного стенда и составляет 7° для антенны А3 и 4° — для А1, что примерно в два раза меньше ширины диаграммы антенн А3 и А1. Указанное обстоятельство свидетельствует о сильной фокусировке мощной Х-волны в направлении магнитного поля. Наиболее интенсивные возмущения при Х-нагреве возбуждаются в окрестности магнитного зенита.

Установлено, что интенсивности всех дискретных компонент в спектрах УИРИ на 10–20 дБ больше при излучении мощной Х-волны антенной А1, обеспечивающей ERP = 820 МВт, по сравнению с излучением антенной А3, реализующей ERP = 230 МВт.

Выполнено сравнение влияния ширины диаграммы направленности антенн А1 и А3 на характеристики возмущений при О- и Х-нагреве. Показано, что при О-нагреве дакты N_e и узкополосное искусственное радиоизлучение, на частотах ниже критической частоты слоя F2, не возбуждаются при излучении волны накачки как антенной А1, так и А3. При этом при О-нагреве возмущения температуры электронов, интенсивности МИИН и размер области, в которой возбуждаются МИИН, больше, чем при Х-нагреве.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00020, <https://rscf.ru/project/22-17-00020/>.

Благодарности. Авторы благодарят международную научную ассоциацию EISCAT, которая поддерживается научными организациями Китая (CRIRP), Финляндии (SA), Японии (NIPR и STEL), Норвегии (NFR), Швеции (VR) и Великобритании (NERC). Авторы признательны проф. Т. Йоман за предоставление данных радара CUTLASS.

Competing interests. No conflict of interest involved.

Funding. The investigation was carried out within grant № 22-17-00020 from the Russian Scientific Foundation, <https://rscf.en/project/22-17-00020/>.

Acknowledgments. The authors express their gratitude to EISCAT, which is an international scientific association supported by research organizations in China (CRIRP), Finland (SA), Japan (NIPR and STEL), Norway (NFR), Sweden (VR), and the United Kingdom (NERC). The authors are thankful to Prof. T. Yeoman for the CUTLASS radar data.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. Благовещенская Н.Ф., Борисова Т.Д., Калишин А.С., Егоров И.М., Загорский Г.А. Влияние ширины диаграммы направленности антенны КВ нагревного стенда EISCAT/Heating на характеристики искусственных возмущений в высокоширотной верхней ионосфере (F-область). В кн.: *Всероссийские открытые Арmandовские чтения. Современные проблемы дистанционного зондирования, радиолокации, распространения и дифракции волн, Муром, 27–29 июня 2023 г.* Муром: 2023. С. 75–82.
2. Гуревич А.В. Нелинейные явления в ионосфере. *Успехи физических наук.* 2007; 177(11): 1145–1177. Gurevich A.V. Nonlinear effects in the ionosphere. *Physics-Usppekhi.* 2007; 50: 1091–1121.
3. Streltsov A.V., Berthelier J.-J., Chernyshov A.A., Frolov V.L., Honary F., Kosch M.J., McCoy R.P., Mishin E.V., Rietveld M.T. Past, present and future of active radio frequency experiments in space. *Space Sci. Rev.* 2018; 214: 118. <https://doi.org/10.1007/s11214-018-0549-7>
4. Leyser T.B. Stimulated electromagnetic emissions by high-frequency electromagnetic pumping of the ionospheric plasma. *Space Science Reviews.* 2001; 98: 223–328. <https://doi.org/10.1023/a:1013875603938>
5. Gurevich A.V., Carlson H.C., Medvedev Yu.V., Zybin K.R. Langmuir turbulence in ionospheric plasma. *Plasma Phys. Rep.* 2004; 30: 995–1005.
6. Kuo S. Ionospheric modifications in high frequency heating experiments. *Phys. Plasmas.* 2015; 22: 012901. <https://doi.org/10.1063/1.4905519>
7. Mishin E., Watkins B., Lehtinen N., Eliasson B., Pedersen T., Grach S. Artificial ionospheric layers driven by high-frequency radiowaves: An assessment. *J. Geophys. Res.: Space Physics.* 2016; 121: 3497–3524. <https://doi.org/10.1002/2015JA021823>
8. Carlson H. C., Djuth F.T., Zhang L.D. Creating space plasma from the ground. *J. Geophys. Res.: Space Phys.* 2016; 122. <https://doi.org/10.1002/2016JA023380>
9. Pedersen T., Gustavsson B., Mishin E., Kendall E., Mills T., Carlson H.C., Snyder A.L. Creation of artificial ionospheric layers using high-power HF waves. *Geophys. Res. Lett.* 2010; 37: L02106. <https://doi.org/10.1029/2009GL041895>
10. Stubbe P. Review of ionospheric modification experiments at Tromso. *J. Atmos. Terr. Phys.* 1996; 58: 349–368.
11. Robinson T.R. The heating of the high latitude ionosphere by high power radio waves. *Physics Reports.* 1989; 179: 79–209.
12. Blagoveshchenskaya N.F. Perturbating the high-latitude upper ionosphere (F region) with powerful HF radio waves: a 25-year collaboration with EISCAT. *Radio Science Bulletin.* 2020; 373(June 2020): 40–55. <https://doi.org/10.23919/URSIRSB.2020.9318436>
13. Blagoveshchenskaya N.F., Borisova T.D., Yeoman T., Rietveld M.T., Ivanova I.M., Baddeley L.J. Artificial field-aligned irregularities in the high-latitude F region of the ionosphere induced by an X-mode HF heater wave. *Geophys. Res. Lett.* 2011; 38: L08802. <https://doi.org/10.1029/2011GL046724>
14. Blagoveshchenskaya N.F., Borisova T.D., Yeoman T.K., Häggström I., Kalishin A.S. Modification of the high latitude ionosphere F region by X-mode powerful HF radio waves: Experimental results from multi-instrument diagnostics. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2015; 135: 50–63. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2015.10.009>
15. Blagoveshchenskaya N.F., Borisova T.D., Kosch M., Sergienko T., Brändström U., Yeoman T.K., Häggström I. Optical and ionospheric phenomena at EISCAT under continuous X-mode HF pumping. *J. Geophys. Res.: Space Phys.* 2014; 119: 10483–10498.
16. Blagoveshchenskaya N.F., Borisova T.D., Kalishin A.S., Yeoman T.K., Häggström I. Distinctive features of Langmuir and ion-acoustic turbulences induced by O- and X-mode HF pumping at EISCAT. *J. Geophys. Res.: Space Phys.* 2020; 125(7). <https://doi.org/10.1029/2020JA028203>

17. Kalishin A.S., Blagoveshchenskaya N.F., Borisova T.D., Yeoman T.K. Ion gyro-harmonic structures in stimulated emission excited by X-mode high power HF radio waves at EISCAT. *J. Geophys. Res.: Space Phys.* 2021; 126(8). <https://doi.org/10.1029/2020JA028989>
18. Rietveld M.T., Senior A., Markkanen J., Westman A. New capabilities of the upgraded EISCAT high-power HF facility. *Radio Sci.* 2016; 51(9): 1533–1546.
19. Rishbeth H., van Eyken T. EISCAT: Early history and the first ten years of operation. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 1993; 55: 525–542.
20. Lester M., Chapman P.J., Cowley S.W.H., Crooks S., Davies J.A., McWilliams K., Milan S.E., Parsons M., Payne D., Thomas E.C., Thornhill J., Wade N.M., Yeoman T.K., Barnes R.J. Stereo CUTLASS: A new capability for the SuperDARN radars. *Ann. Geophys.* 2004; 22: 459–473.
21. Калишин А.С., Благовещенская Н.Ф., Борисова Т.Д., Рогов Д.Д. Дистанционные методы диагностики эффектов воздействия высокоширотных нагревных комплексов. *Метеорология и гидрология.* 2021; 4: 22–36.
Kalishin A.S., Blagoveshchenskaya N.F., Borisova T.D. Rogov D.D. Remote diagnostics of effects induced by high-latitude heating facilities. *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2021; 46: 231–240. <https://doi.org/10.3103/S1068373921040038>
22. Lehtinen M.S., Huuskonen A. General incoherent scatter analysis and GUISDAP. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 1996; 58: 435–452.
23. Blagoveshchenskaya N.F., Borisova T.D., Kalishin A.S., Egorov I.M. Artificial ducts created via high-power HF radio waves at EISCAT. *Remote Sens.* 2023; 15(9): 2300. <https://doi.org/10.3390/rs15092300>
24. Борисова Т.Д., Благовещенская Н.Ф., Калишин А.С. Особенности возбуждения искусственной ионосферной турбулентности при O- и X-нагреве вблизи критической частоты слоя F2. *Солнечно-земная физика.* 2023; 9(1): 22–32. <https://doi.org/10.12737/szf-91202303>
Borisova T.D., Blagoveshchenskaya N.F., Kalishin A.S. Features of artificial ionosphere turbulence induced by the O- and X-mode HF heating near the F2-layer critical frequency. *Solar-Terrestrial Physics.* 2023; 9(1): 21–30. <https://doi.org/10.12737/stp-91202303>
25. Rietveld M. T., Senior A. Ducting of incoherent scatter radar waves by field-aligned irregularities. *Ann. Geophys.* 2020; 38: 1101–1113.
26. Rietveld M.T., Kosch M.J., Blagoveshchenskaya N.F., Kornienko V.A., Leyser T.B., Yeoman T.K. Ionospheric electron heating, aurora and striations induced by powerful HF radio waves at high latitudes: aspect angle dependence. *J. Geophys. Res.* 2003; 108(A4): 1141. <https://doi.org/10.1029/2002 JA 009543>
27. Грач С.М., Трахтенгерц В.Ю. О параметрическом возбуждении ионосферных неоднородностей, вытянутых вдоль магнитного поля. *Изв. вузов. Радиофизика.* 1975; 18(9): 1288–1296.
Grach S.M., Trakhtengerts V.Yu. Parametric excitation of ionospheric irregularities extended along the magnetic field. *Radiophys. Quantum Electron.* 1975; 18(9): 951–957.
28. Васьков В.В., Гуревич А.В. Нелинейная резонансная неустойчивость плазмы в поле обыкновенной электромагнитной волны. *ЖЭТФ.* 1975; 69(1): 176–178.
Vas'kov V.V., Gurevich A.V. Nonlinear resonance instability of plasma in the reflection region of ordinary electromagnetic wave. *Sov. Phys. JETP.* 1975; 42(1): 91–103.
29. Kelley M.C. *The Earth's ionosphere: Plasma Physics and Electrodynamics.* San Diego, CA, USA: Academic Press; 1989. 556 p.
30. Калишин А.С., Благовещенская Н.Ф., Борисова Т.Д., Егоров И.М. Сравнение спектральных характеристик узкополосного искусственного радиоизлучения ионосферы при X-нагреве высокоширотной F-области ионосферы на частотах ниже и выше критической частоты X-компоненты слоя F2. *Метеорология и гидрология.* 2022; 12: 21–34. <https://doi.org/10.52002/0130-2906-2022-12-21-34>

- Kalishin A.S., Blagoveshchenskaya N. F., Borisova T. D., Egorov I. M. Comparison of spectral features of narrowband stimulated electromagnetic emission excited by an extraordinary pump wave in the high-latitude ionospheric F region at frequencies below and above the F2 layer X-component critical frequency. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2022; 47(12): 921–930. <https://doi.org/10.3103/S1068373922120032>
31. Shukla P.K., Stenflo L. Stimulated Brillouin scattering of electromagnetic waves in magnetized plasmas. *Journal of Plasma Physics*. 2010; 76: 853–855. <https://doi.org/10.1017/s0022377810000504>
32. Bernhardt P.A., Selcher C.A., Lehmberg R.H., Rodriguez S.P., Thomson J.F., Groves K.M., McCarrick M.J., Frazer G.J. Stimulated Brillouin Scatter in a magnetized ionospheric plasma. *Physics Review Letters*. 2010; 104(16): 165004. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.104.165004>
33. Mahmoudian A., Scales W.A., Bernhardt P.A., Fu H., Briczinski S.J., McCarrick M.J. Investigation of ionospheric stimulated Brillouin scatter generated at pump frequencies near electron gyroharmonics. *Radio Science*. 2013; 48: 685–697. <https://doi.org/10.1002/2013RS005189>
34. Bernhardt P.A., Selcher C.A., Kowtha S. Electron and ion Bernstein waves excited in the ionosphere by high power EM waves at the second harmonic of the electron cyclotron frequency. *Geophysical Research Letters*. 2011; 38: L19107. <https://doi.org/10.1029/2011GL049390>
35. Mahmoudian A., Scale, W.A., Bernhardt P.A., Samimi A., Kendall E., Ruohoniemi J.M., Isham B., Vega-Cancel O., Bordikar M. Ion gyro-harmonic structuring in the stimulated radiation spectrum and optical emissions during electron gyro-harmonic heating. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*. 2013; 118: 1270–1287. <https://doi.org/10.1002/jgra.50167>
36. Samimi A., Scales W. A., Bernhardt P. A., Briczinski S. J., McCarrick M. J. Ion gyroharmonic structures in stimulated radiation during second electron gyroharmonic heating: 2. Simulations. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*. 2014; 119: 462–478. <https://doi.org/10.1002/2013JA019341>

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-452-463>
УДК 551.51



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL PAPER

Antarctic polar vortex dynamics in 2019 and 2020 under the influence of the subtropical stratosphere

Vladimir V. Zuev¹, Ekaterina S. Savelieva^{1,2}✉, Vladimir N. Krupchatnikov^{2,3,4,5},
Irina V. Borovko^{3,6}, Alexey V. Pavlinsky¹, Otto G. Chkhetiani²,
Erica A. Maslennikova^{1,2}

¹ *Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia*

² *A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

³ *Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

⁴ *Siberian Regional Hydrometeorological Research Institute, Novosibirsk, Russia*

⁵ *Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*

⁶ *Siberian State Transport University, Novosibirsk, Russia*

✉sav@imces.ru

ID VVZ, 0000-0002-2351-8924; ESS, 0000-0002-6560-7386

Abstract. The trend of strengthening of the Antarctic polar vortex in late spring and early summer (November–December) has been observed in recent decades. A good example of this trend is the dynamics of the Antarctic polar vortex in 2020 when it existed until the last week of December. In 2019, conversely, on the contrary, an unusually early breakup of the polar vortex occurred, a minor sudden stratospheric warming was recorded. Strengthening (or weakening) of the Antarctic polar vortex occurs as a result of an increase (or decrease) in the stratospheric meridional temperature gradient under conditions of growth (or decline) in the temperature of the lower subtropical stratosphere. We considered the temperature variations in the lower subtropical stratosphere in the spring of 2019 and 2020 and the corresponding response of the Antarctic polar vortex. The dynamics of the Antarctic polar vortex in September–October 2019 and November 2020 was largely synchronized with the temperature changes in the lower subtropical stratosphere relative to climatological means. Using correlation analysis, we show that the Antarctic polar vortex dynamics in December is largely due to the temperature changes in the lower subtropical stratosphere that occurred in the second half of November, which manifested itself in 2020.

Keywords: Antarctic ozone hole, Antarctic polar vortex, lower subtropical stratosphere, sudden stratospheric warming

For citation: Zuev V.V., Savelieva E.S., Krupchatnikov V.N., Borovko I.V., Pavlinsky A.V., Chkhetiani O.G., Maslennikova E.A. Antarctic polar vortex dynamics in 2019 and 2020 under the influence of the subtropical stratosphere. *Arctic and Antarctic Research*. 2023; 69 (4):452–463. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-452-463>

Received 15.09.2023

Revised 31.10.2023

Accepted 11.11.2023

Introduction

The Southern Annular Mode (SAM), also known as the Antarctic Oscillation (AAO), largely determines the climate variability of the extratropical latitudes of the Southern Hemisphere [1, 2]. The SAM is a zonally symmetric mode of variability in the Southern Hemisphere with geopotential height perturbations of opposite signs over the Antarctic and a zonal band centered near 45° S [2, 3]. The positive phase of the SAM is associated with a decrease in the geopotential height over Antarctica and its increase over the middle latitudes of the Southern Hemisphere [2]. The SAM index in the stratosphere is a measure of the polar vortex strength [4]. The Antarctic polar vortex strengthening (in spring) and the subsequent increase in the SAM (in summer) have been observed in the last 3–4 decades [4]. The strengthening (or weakening) of the Antarctic vortex can also affect other aspects of the tropospheric circulation, including the occurrence of weather anomalies in the polar and subpolar latitudes [5, 6].

The Antarctic polar vortex usually forms in April, reaches its peak intensity in September and collapses in November–December [7, 8]. In the lower stratosphere inside the vortex, as a result of a significant decrease in temperature during the polar night, polar stratospheric clouds (PSCs) are formed, which act as surfaces for heterogeneous reactions between chlorine reservoirs, proceeding with the release of molecular chlorine [9, 10]. With the appearance of solar radiation over the polar region in the lower stratosphere, the chlorine cycle of ozone depletion begins inside the polar vortex, and proceeds until the collapse of the vortex [11, 12]. The earlier breakdown of the polar vortex occurs under the influence of planetary waves and is accompanied by sudden stratospheric warming (SSW) [13, 14]. SSWs are characterized by a sharp increase in temperature in the middle and lower polar stratosphere, which is observed as a result of a strong displacement (minor SSW) or splitting (major SSW) of the polar vortex [15]. SSWs were observed over Antarctica in the September of 2002 (major SSW) and 2019 (minor SSW) [16, 17].

Earlier weakening and breakdown of the Antarctic polar vortex in the spring of 2019 has been considered in several works [18–20]. The abnormal weakening of the polar vortex in 2019 was observed from September to October, after which it collapsed in the first half of November, about a month earlier than the average for 40 years. Although a minor SSW was recorded in 2019 (the polar vortex displacement was observed), the polar vortex weakening in 2019 was comparable to that in 2002, when a major SSW occurred as a result of the vortex splitting [18]. A significant displacement of the polar vortex was observed from 3–5 to 19–21 September, as the vortex area decreased to 24 million km² [19]. However, in 2020, an abnormal strengthening of the Antarctic polar vortex was observed in late spring [21, 22]. In 2020, anomalously high values of the average wind speed along the vortex edge were recorded throughout the entire period of its existence, and record values of the vortex area and ozone hole area were observed from mid-November to December. The polar vortex in 2020 existed until the last week of December, which is an unprecedented case [23].

The formation and strengthening of the Antarctic polar vortex occurs under conditions of an increase in the stratospheric meridional temperature gradient [24, 25]. The seasonal temperature variation of the lower subtropical stratosphere in the Southern Hemisphere provides favorable conditions for the formation of the strong polar vortex [26]. A gradual increase in temperature from March until reaching a maximum in September contributes to the gradual strengthening of the polar vortex from its formation in April to its peak intensity

in September. Moreover, temperature variations in the lower subtropical stratosphere relative to its climatological means in October and November cause corresponding changes in the Antarctic polar vortex dynamics (a temperature increase relative to the means leads to vortex strengthening and a temperature decrease causes vortex weakening) [27]. This work aims to illustrate the influence of temperature changes in the lower subtropical stratosphere in the spring of 2019 and 2020 on the Antarctic polar vortex dynamics.

Data and methods

The geopotential, zonal and meridional winds, temperature and ozone mass mixing ratio data for 0–90° S on the 50 hPa pressure surface from 1983 to 2022 were retrieved from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ERA5 reanalysis data (<https://doi.org/10.24381/cds.bd0915c6>) [28]. The data on minimum temperature for 50–90° S on the 50 hPa pressure surface, PSC volume for 60–90° S and ozone hole area for 40–90° S from 1983 to 2022 were taken from the Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2) data [29].

To analyze the dynamics of the Antarctic polar vortex in 2019 and 2020, we obtained the 40 year climatological mean seasonal cycles of zonal mean zonal wind at 60° S, minimum temperature for 50–90° S, PSC volume and ozone hole area in the Antarctic stratosphere over the period 1983–2022 with standard deviations (σ). To explore variations of lower subtropical stratospheric temperature in 2019 and 2020, we obtained the 40-year climatological mean seasonal cycles of temperature anomalies for 20–40° S over the period 1983–2022 with standard deviations. Climatological means and their standard deviations were smoothed with the FFT filter (fast Fourier transform filter) over 15 points. Time series of the characteristics studied in 2019 and 2020 were smoothed with a 5-point FFT filter.

To trace the Antarctic polar vortex edge in 2019 and 2020 (Fig. 1) we used the vortex delineation method, according to which the Antarctic vortex edge at the 50 hPa level is determined by geopotential value of $19.3 \cdot 10^4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ [30]. To analyze temperature changes in the lower subtropical stratosphere, taking into account its significant interannual variability, we used temperature anomalies. We obtained temperature anomalies by subtracting the annual mean values of the corresponding year from the daily mean values. To study the influence of temperature changes in the lower subtropical stratosphere on the polar vortex dynamics, we calculated the Pearson correlation coefficients between daily mean values of the zonal mean zonal wind at 60° S and the temperature anomalies for 20–40° S at the 50 hPa level from September to December over the period 1983–2022.

Results

Fig. 1 shows the geopotential, wind speed and ozone distributions in the lower stratosphere over the Antarctic from 15 September to 15 December of 2019 and 2020. The Antarctic polar vortex edge, characterized by a geopotential value of $19.3 \cdot 10^4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ (according to the vortex delineation method [30]), is highlighted in the geopotential distributions by a line. Prior to the vortex breakdown, the geopotential values of $19.3 \cdot 10^4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ accurately describe the edges of the Antarctic polar vortex in the lower stratosphere, since they correspond to the maximum wind speed values (characterizing the vortex edges) in the wind speed distributions and are in good agreement with areas of low ozone content (characterizing regions of the polar vortex) in ozone distributions (Fig. 1). In the wind speed distributions, the values of 20 m/s are marked with a line, at

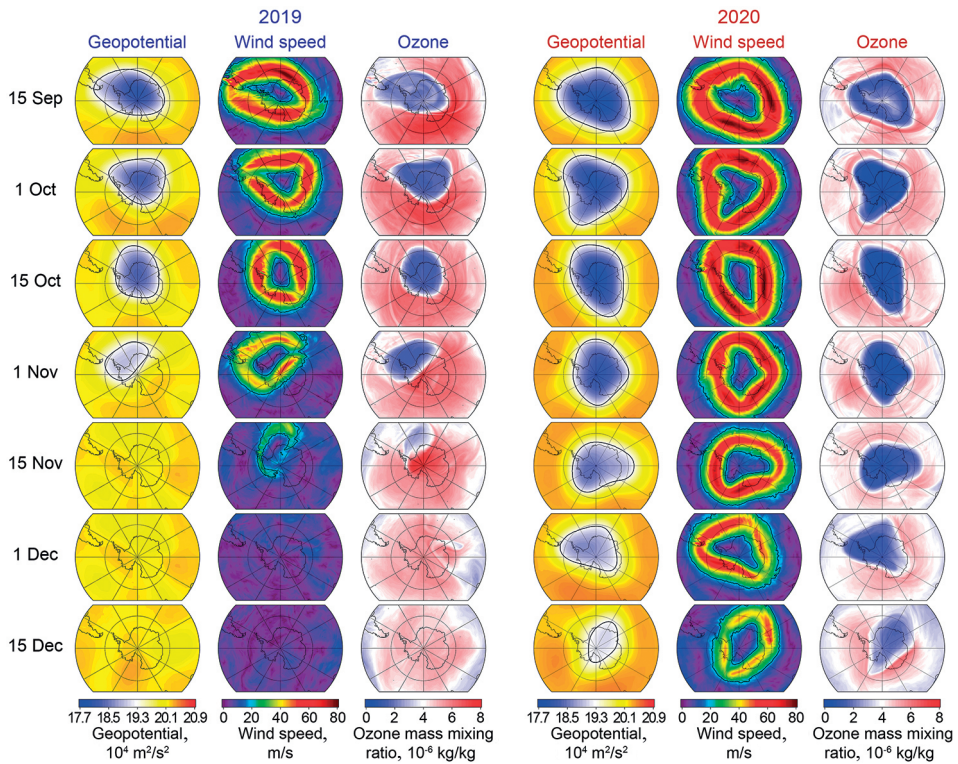


Fig. 1. Geopotential, wind speed and ozone distributions at the 50 hPa level over the Antarctic from 15 September to 15 December of 2019 and 2020

Рис. 1. Поля геопотенциала, скорости ветра и озона на уровне 50 гПа над Антарктикой с 15 сентября до 15 декабря 2019 и 2020 гг.

which the polar vortex edge becomes a dynamic barrier [31]. As seen from Fig. 1, in 2019 the polar vortex was much weaker than in 2020. The vortex displacement was observed in September 2019, accompanied by a minor SSW, and its breakdown occurred in the first half of November. In 2020 the Antarctic polar vortex was unusually strong, characterized by high wind speed along the vortex edge and a large area, with deep ozone depletion observed inside the vortex.

The spring strengthening (weakening) of the Antarctic polar vortex is usually due to an increase (decrease) in the stratospheric meridional temperature gradient under conditions of a growth (decline) in the temperature of the lower subtropical stratosphere [27]. Fig. 2 shows 40-year average intra-annual changes in mid-latitude temperature values in the range of 0–60° S and zonal wind in the range of 30–90° S at the 50 hPa level, as well as the intra-annual variation in the temperature values in the region of 20–40° S and zonal wind at 60° S with standard deviations (σ). The red and blue lines correspond to the maximum and minimum values in intra-annual changes for each latitude. The intra-annual temperature variation of the lower subtropical stratosphere is explained by the ongoing compensation between temperature changes in tropical and polar latitudes [32]. The seasonal maximum in the lower stratosphere of tropical and Antarctic latitudes

is observed at the end of July and December, respectively. Seasonal temperature variations in the lower tropical stratosphere are due to the intra-annual variation of stratospheric ozone in the tropics: the temperature maximum is observed approximately 2–3 weeks after the formation of the ozone maximum [33]. As seen from Fig. 2, in the Southern Hemisphere, seasonal changes in the temperature of the lower subtropical stratosphere are in good agreement with changes in the zonal wind at 60° S (reflecting the dynamics of the Antarctic polar vortex): an increase in temperature in the autumn–winter period (from March to September) contributes to an increase in the stratospheric meridional temperature gradient and subsequent strengthening of the Antarctic polar vortex.

To illustrate the influence of the subtropical stratosphere on the Antarctic polar vortex dynamics, Fig. 3 shows the time series of temperature anomalies in the region of 20–40° S at the 50 hPa level from June to December 2019 and 2020 compared with

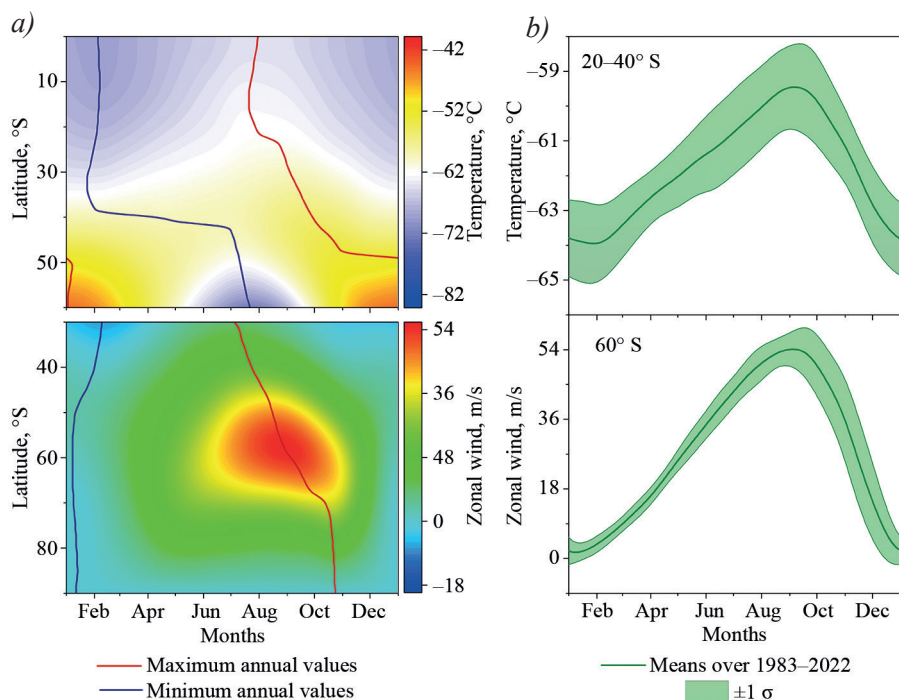


Fig. 2. The 1983–2022 climatological means of zonal mean temperature and zonal mean zonal wind: a) the climatological mean values of zonal mean temperature from 0° S to 60° S and zonal mean zonal wind from 30° S to 90° S at the 50 hPa level from January to December (the blue and red lines correspond to the minimum and maximum values over the year); b) the climatological means of zonal mean temperature for 20–40° S and zonal mean zonal wind at 60° S at the 50 hPa level from January to December with $\pm 1\sigma$

Рис. 2. Внутригодовые изменения температуры и зонального ветра в среднем за 1983–2022 гг.: a) зональные средние внутригодовые изменения температуры в области от 0° до 60° ю. ш. и зонального ветра в области от 30° до 90° ю. ш. на уровне 50 гПа (синие и красные линии соответствуют минимальным и максимальным значениям во внутригодовых изменениях на каждой широте); b) внутригодовой ход температуры в области 20–40° ю. ш. и зонального ветра у 60° ю. ш. на уровне 50 гПа с СКО ($\pm 1\sigma$)

the 40-year means. Fig. 3 also shows intra-annual changes in the zonal mean zonal wind speed at 60° S, zonal mean temperature in the area of 60–90° S and minimum temperature in the area of 50–90° S at the 50 hPa level, the PSC volume in the region of 60–90° S and the ozone hole area from July to December 2019 and 2020 compared with the 1983–2022 climatological means. An abnormal decrease in the temperature of the lower subtropical stratosphere in 2019 was observed from early September and was accompanied by an anomalous decrease in zonal wind at 60° S and an anomalous increase in the mean and minimum temperature in the lower polar stratosphere. At the same time, a rapid decrease in the PSC volume and ozone hole area was observed (Fig. 3). The temperature increase in the subtropical stratosphere, which began on 19 September

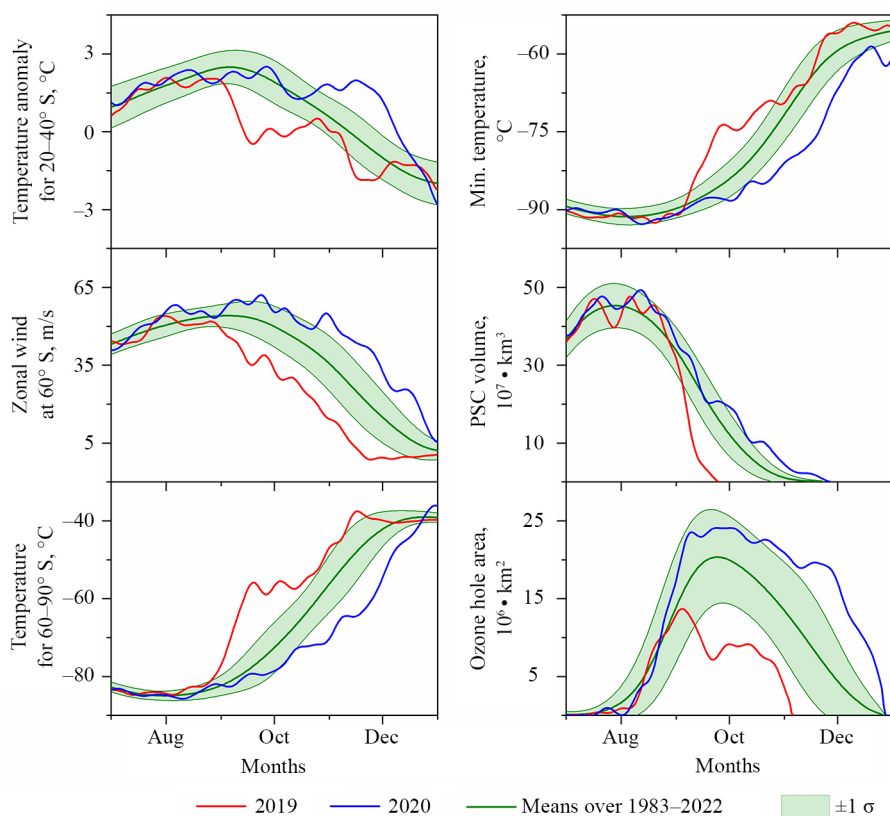


Fig. 3. Time series of temperature anomalies for 20–40° S, zonal mean zonal wind at 60° S, zonal mean temperature for 60–90° S, minimum temperature for 50–90° S at the 50 hPa level, PSC volume for 60–90° S and ozone hole area for 40–90° S from July to December of 2019 and 2020 in comparison with the 1983–2022 climatological means with $\pm 1\sigma$

Рис. 3. Внутригодовой ход температурных аномалий в области 20–40° ю. ш., скорости зонального ветра на 60° ю. ш., средней температуры в области 60–90° ю. ш. и минимальной температуры в области 50–90° ю. ш. на уровне 50 гПа, объема ПСО в области 60–90° ю. ш. и площади озоновой дыры с июля по декабрь 2019 и 2020 гг. на фоне средних значений за 1982–2021 гг. с СКО ($\pm 1\sigma$)

2019, was accompanied by an increase in wind speed and a decrease in mean temperature in the polar region, as well as an increase in ozone hole area. Subsequent changes in the temperature of the lower subtropical stratosphere were also largely synchronized with the polar vortex dynamics until its breakdown in early November (Fig. 3). SSWs can contribute to an intensification of the Brewer-Dobson circulation, which can lead to a temperature decrease in the lower subtropical stratosphere [34], which in turn leads to a decrease in the stratospheric meridional temperature gradient and an additional weakening of the polar vortex. A temperature increase in the lower subtropical stratosphere in the second half of October 2020 was also accompanied by an anomalous increase in zonal wind at 60° S, a decrease in the mean and minimum temperatures in the polar region, and an increase in the PSC volume and ozone hole area. The temperature decrease since 30 October 2020 was accompanied by a decrease in zonal wind and an increase in mean temperature in the polar region. Subsequent changes are also largely correlated up to the second week of December (Fig. 3).

During the second and third weeks of December 2020, the characteristics of the polar vortex remained abnormally high, while the temperature of the lower subtropical stratosphere approached the climatological means. Fig. 4 shows the distributions of the Pearson correlation coefficients between the zonal mean zonal wind at 60° S and zonal mean temperature anomalies in the region of 20–40° S at the 50 hPa level from 1983 to 2022. Correlation values above 0.4 and 0.6 are outlined. Correlation coefficients get higher than 0.4 from 21 September, higher than 0.6 from 16 October and close to 0.8 from early November, with the highest values observed mostly day-to-day. According to Fig. 4, in December, changes in zonal wind at 60° S are largely due to temperature

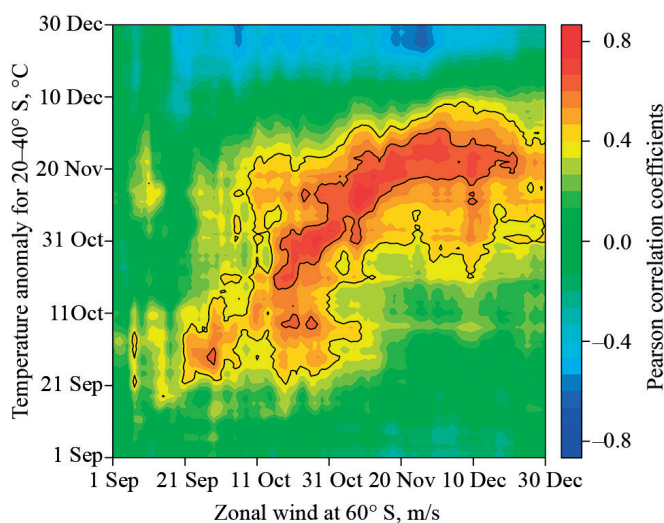


Fig. 4. The Pearson correlation coefficients between daily mean values of zonal mean zonal wind at 60° S and temperature anomalies for 20–40° S at the 50 hPa level from 1 September to 30 December over the period 1983–2022

Рис. 4. Коэффициенты корреляции между среднесуточными значениями зонального ветра на 60° ю. ш. и аномалиями температуры в области 20–40° ю. ш. на уровне 50 гПа с 1 сентября по 30 декабря за 1983–2022 гг.

variations in the second half of November. This explains the Antarctic polar vortex dynamics in December 2020, which was more correlated with the temperature variations of the subtropical stratosphere observed in the second half of November. Another explanation could be the influence of deep ozone depletion on temperature decrease inside the polar vortex in the second and third weeks of December (Fig. 3), which in turn could contribute to an increase in the stratospheric meridional temperature gradient and the persistence of the strong vortex.

Conclusion

In this work, using the ERA5 reanalysis data and the MERRA-2 data, we illustrated the influence of the temperature of the lower subtropical stratosphere on the Antarctic polar vortex dynamics in spring 2019 and 2020. The unusual weakening of the polar vortex was observed in September and October 2019, until its breakdown in early November. The unusual strengthening of the polar vortex and an unprecedented increase in the duration of its existence was observed in November and December 2020 (the polar vortex breakdown occurred in late December). The formation and strengthening of the Antarctic polar vortex occurs as a result of an increase in the stratospheric meridional temperature gradient under conditions of a seasonal temperature increase in the lower subtropical stratosphere. During spring, the temperature gradient begins to decrease and the polar vortex becomes more sensitive to temperature changes in the lower subtropical stratosphere relative to the climatological means. The Antarctic polar vortex dynamics in September–October 2019 and November 2020 was largely correlated with temperature changes in the lower subtropical stratosphere. An unusual weakening and subsequent breakdown of the polar vortex in the spring of 2019 was observed under conditions of an anomalous temperature decrease of the lower subtropical stratosphere. The 2019 SSW could have contributed to the intensification of the Brewer–Dobson circulation, which could have led to a decrease in the temperature in the lower subtropical stratosphere [34] and a subsequent weakening of the polar vortex. An unusual strengthening of the polar vortex from early November to the first week of December 2020 occurred under the conditions of an anomalous temperature increase of the lower subtropical stratosphere. Changes in the main characteristics of the polar vortex in the spring of 2019 and 2020 were largely synchronized with temperature variations in the subtropical stratosphere relative to the climatological means. At the same time, in December 2020, temperature changes in the subtropical stratosphere and the polar vortex dynamics were not consistent. Using correlation analysis, we have illustrated that in December the Antarctic polar vortex dynamics is largely determined by temperature changes in the lower subtropical stratosphere observed in the second half of November. It is also possible that deep ozone depletion may influence the decrease in temperature within the polar vortex, which could contribute to an increase in the stratospheric meridional temperature gradient and subsequent strengthening of the polar vortex.

Competing interests The authors have no competing interests.

Funding This study was supported by the Russian Science Foundation (project No. 23-17-00273; <https://rscf.ru/en/project/23-17-00273/>).

Конфликт интересов Конфликт интересов отсутствует.

Финансирование Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00273; <https://rscf.ru/project/23-17-00273/>.

REFERENCES

1. Fogt R.L., Marshall G.J. The Southern Annular Mode: Variability, trends, and climate impacts across the Southern Hemisphere. *WIREs Clim. Change*. 2020; 11(4): e652. <https://doi.org/10.1002/wcc.652>
2. Gillett N.P., Kell T.D., Jones P.D. Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. *Geophys. Res. Lett.* 2006; 33(23): L23704. <https://doi.org/10.1029/2006GL027721>
3. Limpasuvan V., Hartmann D.L. Eddies and the annular modes of climate variability. *Geophys. Res. Lett.* 1999; 26(20): 3133–3136. <https://doi.org/10.1029/1999GL010478>
4. Waugh D.W., Polvani L.M. Stratospheric polar vortices. Polvani L.M., Sobel A.H., Waugh D.W. (Eds.) *The Stratosphere: Dynamics, Transport, and Chemistry. Geophysical Monograph Series*. 2010; 190: 43–57. <https://doi.org/10.1002/9781118666630.ch3>
5. Lim E.-P., Hendon H.H., Boschat G., Hudson D., Thompson D.W.J., Dowdy A.J., Arblaster J.M. Australian hot and dry extremes induced by weakenings of the stratospheric polar vortex. *Nat. Geosci.* 2019; 12: 896–901. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0456-x>
6. Kidston J., Scaife A.A., Hardiman S.C., Mitchell D.M., Butchart N., Baldwin M.P., Gray L.J. Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather. *Nat. Geosci.* 2015; 8(6): 433–440. <https://doi.org/10.1038/ngeo2424>
7. Waugh D.W., Sobel A.H., Polvani L.M. What is the polar vortex and how does it influence weather? *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2017; 98(1): 37–44. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00212.1>
8. Hurwitz M.M., Newman P.A., Li F., Oman L.D., Morgenstern O., Braesicke P., Pyle J.A. Assessment of the breakup of the Antarctic polar vortex in two new chemistry-climate models. *J. Geophys. Res.* 2010; 115(D7): D07105. <https://doi.org/10.1029/2009JD012788>
9. Solomon S. Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history. *Rev. Geophys.* 1999; 37(3): 275–316. <https://doi.org/10.1029/1999RG900008>
10. Newman P.A., Kawa S.R., Nash E.R. On the size of the Antarctic ozone hole. *Geophys. Res. Lett.* 2004; 31(21): L21104. <https://doi.org/10.1029/2004GL020596>
11. Vargin P.N., Nikiforova M.P., Zvyagintsev A.M. Variability of the Antarctic ozone anomaly in 2011–2018. *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2020; 45(2): 63–73. <https://doi.org/10.3103/S1068373920020016>
12. Smyshlyaev S.P., Blakitnaya P.A., Motsakov M.A. Numerical modeling of the influence of physical and chemical factors on the interannual variability of Antarctic ozone. *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2020; 45(3): 153–160. <https://doi.org/10.3103/S1068373920030024>
13. Charlton A.J., Polvani L.M. A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks. *J. Climate*. 2007; 20(3): 449–469. <https://doi.org/10.1175/JCLI3996.1>
14. Charlton A.J., Polvani L.M., Perlwitz J., Sassi F., Manzini E., Shibata K., Pawson S., Nielsen J.E., Rind D. A new look at stratospheric sudden warmings. Part II: Evaluation of numerical model simulations. *J. Climate*. 2007; 20(3): 470–488. <https://doi.org/10.1175/JCLI3994.1>
15. Butler A.H., Seidel D.J., Hardiman S.C., Butchart N., Birner T., Match A. Defining sudden stratospheric warmings. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2015; 96(11): 1913–1928. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00173.1>
16. Charlton A.J., O'Neill A., Lahoz W.A., Berrisford P. The splitting of the stratospheric polar vortex in the Southern Hemisphere, September 2002: Dynamical evolution. *J. Atmos. Sci.* 2005; 62(3): 590–602. <https://doi.org/10.1175/JAS-3318.1>
17. Safieddine S., Bouillon M., Paracho A.-C., Jumelet J., Tencé F., Pazmino A., Goutail F., Wespes C., Bekki S., Boynard A., Hadji-Lazaro J., Coheur P.-F., Hurtmans D., Clerbaux C. Antarctic ozone enhancement during the 2019 sudden stratospheric warming event. *Geophys. Res. Lett.* 2020; 47(14): e2020GL087810. <https://doi.org/10.1029/2020GL087810>

18. Lim E.-P., Hendon H.H., Butler A.H., Thompson D.W.J., Lawrence Z.D., Scaife A.A., Shepherd T.G., Polichtchouk I., Nakamura H., Kobayashi C., Comer R., Coy L., Dowdy A., Garreaud R.D., Newman P.A., Wang G. The 2019 Southern Hemisphere stratospheric polar vortex weakening and its impacts. *B. Am. Meteorol. Soc.* 2021; 102(6): E1150–E1171. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-20-0112.1>
19. Roy R., Kuttippurath J., Lefèvre F., Raj S., Kumar P. The sudden stratospheric warming and chemical ozone loss in the Antarctic winter 2019: comparison with the winters of 1988 and 2002. *Theor. Appl. Climatol.* 2022; 149: 119–130. <https://doi.org/10.1007/s00704-022-04031-6>
20. Wargan K., Weir B., Manney G.L., Cohn S.E., Livesey N.J. The anomalous 2019 Antarctic ozone hole in the GEOS constituent data assimilation system with MLS observations. *J. Geophys. Res.* 2020; 125(18): e2020JD033335. <https://doi.org/10.1029/2020JD033335>
21. Yook S., Thompson D.W.J., Solomon S. Climate impacts and potential drivers of the unprecedented Antarctic ozone holes of 2020 and 2021. *Geophys. Res. Lett.* 2022; 49(10): e2022GL098064. <https://doi.org/10.1029/2022GL098064>
22. Klekociuk A.R., Tully M.B., Krummel P.B., Henderson S.I., Smale D., Querel R., Nichol S., Alexander S.P., Fraser P.J., Nedoluha G. The Antarctic ozone hole during 2020. *J. South. Hemisph. Earth Syst. Sci.* 2021; 72(1): 19–37. <https://doi.org/10.1071/ES21015>
23. Zuev V.V., Savelieva E.S., Pavlinsky A.V., Sidorovski E.A. The unprecedented duration of the 2020 ozone depletion in the Antarctic. *Dokl. Earth Sci.* 2023; 509(1): 358–362. <https://doi.org/10.1134/S1028334X22601754>
24. Stenchikov G., Hamilton K., Stouffer R.J., Robock A., Ramaswamy V., Santer B., Graf H.-F. Arctic Oscillation response to volcanic eruptions in the IPCC AR4 climate models. *J. Geophys. Res.* 2006; 111: D07107. <https://doi.org/10.1029/2005JD006286>
25. Driscoll S., Bozzo A., Gray L.J., Robock A., Stenchikov G. Coupled Model Intercomparison Project 5 (CMIP5) simulations of climate following volcanic eruptions. *J. Geophys. Res.* 2012; 117: D17105. <https://doi.org/10.1029/2012JD017607>
26. Zuev V.V., Savelieva E. The cause of the spring strengthening of the Antarctic polar vortex. *Dynam. Atmos. Oceans.* 2019; 87: 101097. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2019.101097>
27. Zuev V.V., Savelieva E. The cause of the strengthening of the Antarctic polar vortex during October–November periods. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 2019; 190: 1–5. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2019.04.016>
28. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Abdalla S., Abellan X., Balsamo G., Bechtold P., Biavati G., Bidlot J., Bonavita M., de Chiara G., Dahlgren P., Dee D., Diamantakis M., Dragani R., Flemming J., Forbes R., Fuentes M., Geer A., Haimberger L., Healy S., Hogan R.J., Hólm E., Janisková M., Keeley S., Laloyaux P., Lopez P., Lupu C., Radnoti G., de Rosnay P., Rozum I., Vamborg F., Villaume S., Thépaut J.-N. The ERA5 global reanalysis. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 2020; 146(729): 1–51. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
29. Gelaro R., McCarty W., Suárez M.J., Todling R., Molod A., Takacs L., Randles C.A., Darmenov A., Bosilovich M.G., Reichle R., Wargan K., Coy L., Cullather R., Draper C., Akella S., Buchard V., Conaty A., da Silva A.M., Gu W., Kim G.-K., Koster R., Lucchesi R., Merkova D., Nielsen J.E., Partyka G., Pawson S., Putman W., Rienecker M., Schubert S.D., Sienkiewicz M., Zhao B. The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2). *J. Climate.* 2017; 30(14): 5419–5454. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0758.1>
30. Zuev V.V., Savelieva E. Stratospheric polar vortex dynamics according to the vortex delineation method. *J. Earth Syst. Sci.* 2023; 132(1): 39. <https://doi.org/10.1007/s12040-023-02060-x>
31. Zuev V.V., Savelieva E. Antarctic polar vortex dynamics depending on wind speed along the vortex edge. *Pure Appl. Geophys.* 2022; 179(6–7): 2609–2616. <https://doi.org/10.1007/s00024-022-03054-4>

32. Yulaeva E., Holton J.R., Wallace J.M. On the cause of the annual cycle in tropical lower-stratospheric temperatures. *J. Atmos. Sci.* 1994; 51(2): 169–174. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1994\)051<0169:OTCOTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1994)051<0169:OTCOTA>2.0.CO;2)
33. Steinbrecht W., Hassler B., Claude H., Winkler P., Stolarski R.S. Global distribution of total ozone and lower stratospheric temperature variations. *Atmos. Chem. Phys.* 2003; 3(5): 1421–1438. <https://doi.org/10.5194/acp-3-1421-2003>
34. Noguchi S., Kuroda Y., Koderka K., Watanabe S. Robust enhancement of tropical convective activity by the 2019 Antarctic sudden stratospheric warming. *Geophys. Res. Lett.* 2020; 47(15): e2020GL088743. <https://doi.org/10.1029/2020GL088743>

Динамика антарктического полярного вихря в 2019 и 2020 гг. под влиянием субтропической стратосферы (расширенный реферат)

В.В. Зуев¹, Е.С. Савельева^{1,2✉}, В.Н. Крупчатников^{2,3,4,5}, И.В. Боровко^{3,6},
А.В. Павлинский¹, О.Г. Чхетиани², Э.А. Масленникова^{1,2}

¹ Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

² Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия


³ Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

⁴ Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, г. Новосибирск, Россия

⁵ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

⁶ Сибирский государственный университет путей сообщения, Новосибирск, Россия

✉sav@imces.ru

 ВВЗ, 0000-0002-2351-8924; ECC, 0000-0002-6560-7386

В последние десятилетия наблюдается выраженная тенденция усиления антарктического полярного вихря в поздневесенний и раннелетний период (ноябрь–декабрь), проявляющаяся в удлинении периода его существования. Ярким примером этой тенденции стала динамика антарктического полярного вихря в 2020 г., когда он существовал вплоть до последней недели декабря. В свою очередь в 2019 г., наоборот, произошло необычно раннее разрушение полярного вихря, регистрировалось малое внезапное стратосферное потепление.

В работе с использованием данных реанализа ERA5 и данных MERRA-2 рассмотрено влияние температуры нижней субтропической стратосферы на динамику антарктического полярного вихря весной 2019 и 2020 гг. В 2019 г. наблюдалось аномальное ослабление полярного вихря в сентябре и октябре, вплоть до его разрушения в начале ноября. В то время как в 2020 г. наблюдалось необычное усиление полярного вихря в ноябре и декабре и беспрецедентное увеличение продолжительности его существования (полярный вихрь разрушился в конце декабря).

Формирование и усиление антарктического полярного вихря происходит в результате увеличения стратосферного меридионального температурного градиента в условиях сезонного роста температуры нижней субтропической стратосферы.

Весной температурный градиент начинает уменьшаться и полярный вихрь становится более чувствительным к изменениям температуры нижней субтропической стратосферы относительно климатической нормы. Показано, что динамика антарктического полярного вихря в сентябре–октябре 2019 г. и в ноябре 2020 г. была в значительной степени скоррелирована с изменениями температуры нижней субтропической стратосферы. Ослабление и последующее разрушение полярного вихря весной 2019 г. наблюдалось в условиях аномального понижения температуры нижней субтропической стратосферы. Усиление полярного вихря с начала ноября по первую неделю декабря 2020 г. происходило в условиях аномального увеличения температуры нижней субтропической стратосферы. Изменения основных характеристик полярного вихря весной 2019 и 2020 гг. были в значительной степени синхронизированы с вариациями температуры субтропической стратосферы относительно климатической нормы. При этом в декабре 2020 г. не наблюдалось согласованности в изменениях температуры субтропической стратосферы и динамике полярного вихря. С использованием корреляционного анализа показано, что в декабре динамика антарктического полярного вихря в большей степени обусловлена изменениями температуры нижней субтропической стратосферы, наблюдавшимися во второй половине ноября, что, в частности, проявилось в 2020 г.

МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ METEOROLOGY AND CLIMATOLOGY

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-464-485>
УДК 551.582



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL PAPER

Изменения параметров экстремальных температурных событий западной части Российской Арктики по данным реанализов ERA5 и MERRA-2 в 1980–2022 гг.

И.В. Серых¹✉, А.Г. Костяной^{1,2,3}

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширинова РАН, Москва, Россия

² Геофизический центр РАН, Москва, Россия

³ Московский университет им. С.Ю. Витте, Москва, Россия

✉ iserykh@ocean.ru

ИД ИВС, 0000-0002-2435-7886; АГК, 0000-0001-7441-5055

Аннотация. Исследованы среднесуточные аномалии температуры воздуха на высоте 2 метра от поверхности (ТВП) в регионе западной части Российской Арктики (60–75° с. ш., 30–85° в. д.) по данным реанализов ERA5 и MERRA-2 за период 1980–2022 гг. Рассчитаны их среднеквадратические отклонения и распределение их среднего количества за год. Показано, что экстремальные события с положительными аномалиями ТВП усиливаются, удлиняются и учащаются над частью акваторий Баренцева, Карского и Белого морей, а также над некоторыми участками суши исследуемого региона. При этом амплитуда, продолжительность и число экстремальных событий с отрицательными аномалиями ТВП в этих районах сокращаются.

Ключевые слова: аномалии температуры, Баренцево море, Белое море, Карское море, потепление климата, северо-запад России, температура воздуха, экстремальные события

Для цитирования: Серых И.В., Костяной А.Г. Изменения параметров экстремальных температурных событий западной части Российской Арктики по данным реанализов ERA5 и MERRA-2 в 1980–2022 гг. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2023; 69(4): 464–485. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-464-485>

Поступила 29.04.2023

После переработки 31.08.2023

Принята 04.12.2023

Changes in the parameters of extreme temperature events in the western part of the Russian Arctic according to ERA5 and MERRA-2 reanalyses in 1980–2022

Ilya V. Serykh¹✉, Andrey G. Kostianoy^{1,2,3}

¹ Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

² Geophysical Center, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

³ S. Yu. Witte Moscow University, Moscow, Russia

✉iserykh@ocean.ru

ID IVS, 0000-0002-2435-7886; AGK, 0000-0001-7441-5055

Abstract. The air temperature in the Arctic zone of Russia is increasing at a rate of 0.71 °C per decade, which is three times faster than the global average. The warming of climate is accompanied by an increase in its extremeness, which leads to an increase in the number of dangerous hydrometeorological phenomena. The most significant changes occurred in the statistics of large-scale summer heat waves in European Russia. One of the most important goals in studying current climate changes is to study the frequency of extreme hydrometeorological phenomena, in particular, heat or cold waves. In this paper, we investigate the average daily anomalies relative to the annual variation of air temperature at a height of 2 meters from the surface in the region of the western part of the Russian Arctic (60°–75° N, 30°–85° E), according to ERA5 and MERRA-2 atmospheric reanalyses for the period 1980–2022. Their root-mean-square deviations and the distribution of their average number per year are calculated. We have plotted the fields of average values and the rate of changes in the amplitude, duration and number of anomalous temperature events which exceed two standard deviations in the study region. Areas of increase and decrease in the amplitude, duration and number of extreme events, both with positive and negative temperature anomalies, are displayed. In general, it can be concluded that, on average, the amplitudes of positive extreme air temperature anomalies in the study area slightly increase. The duration of positive extreme anomalies is growing everywhere at a rate of 0.2 days per 10 years. The duration of negative extreme anomalies slightly decreases. The number of events with negative extreme anomalies has been decreasing at a rate of –0.5 to –3 events per year for 10 years, while the number of events with positive extreme anomalies has been increasing from 0.1 to 1 events per year for 10 years.

The results obtained significantly expand our knowledge of the spatiotemporal features of the ongoing changes in the extreme climate of the western part of the Russian Arctic, which is of paramount importance for the analysis and forecasting of the development of natural and socio-economic systems in the region under study.

Keywords: air temperature, Barents Sea, climate warming, extreme events, Kara Sea, Northwest Russia, temperature anomalies, White Sea

For citation: Serykh I.V., Kostianoy A.G. Changes in the parameters of extreme temperature events in the western part of the Russian Arctic according to ERA5 and MERRA-2 reanalyses in 1980–2022. *Arctic and Antarctic Research*. 2023; 69 (4): 464–485. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-464-485>

Received 29.04.2023

Revised 31.08.2023

Accepted 04.12.2023

Введение

В октябре 2022 г. Росгидромет опубликовал Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации [1]. В нем говорится, что температура воздуха над территорией России растет почти вдвое быстрее, чем над планетой в целом: 0,51 °C за десятилетие, причем каждое десятилетие с 1981–1990 гг. теплее предыдущего, а из 10 самых теплых лет 9 наблюдались в XXI в. Температура воздуха в Арктической зоне России (АЗРФ) по данным гидрометеорологических станций растет еще быстрее — 0,71 °C за десяти-

летие [1]. Потепление климата сопровождается усилением его экстремальности, что приводит к увеличению числа опасных гидрометеорологических явлений. Наиболее значительные изменения произошли в статистике крупномасштабных летних волн тепла на европейской территории России [1]. Например, если в период 1961–1980 гг. таких волн тепла продолжительностью от 5 дней со средней температурой в регионе выше 90-го перцентиля наблюдалось всего три, то в период 2001–2020 гг. лишь одно лето 2004 г. прошло без них. Как следствие, наметилась тенденция к расширению зон лесных пожаров, которые в последнее время стали охватывать значительные районы Арктики, где они ранее не наблюдались.

Аналогичные волны тепла наблюдаются и в арктических морях [2]. Так, J. Overland [3] на основе данных о температуре поверхности океана (ТПО) по ежедневным данным наблюдений и спутниковым данным (реанализ NOAA DOISST v2.1) показал, что интенсивность, продолжительность, частота и площадь арктических морских волн тепла увеличились в 1982–2020 гг. из-за потепления климата. Максимальные экстремальные значения аномалий ТПО составляют от 3 °C до 5 °C в Баренцевом море, Карском море, море Лаптевых, Восточно-Сибирском море, Чукотском море, море Бофорта и заливе Баффина и от 3 °C до 4 °C в Норвежском и Гренландском морях. Эти события обычно начинались с середины июля — начала августа и продолжались до середины августа в 1982–2000 гг., до начала сентября в 2000–2010 гг. и до конца сентября в 2010–2020 гг.

Согласно Шестому оценочному докладу Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) [4] и Третьему оценочному докладу об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации [1] изменение климата будет сопровождаться увеличением частоты экстремальных гидрометеорологических явлений. И это действительно происходит, однако весьма неравномерно и неоднозначно по различным районам Земли [4]. Поэтому мы в своих работах исследовали межгодовую изменчивость не только частоты, но и амплитуды и продолжительности экстремальных температурных явлений, при этом наблюдаемые аномалии температуры воздуха рассматривали отдельно — положительные и отрицательные, а также разбивали их на аномальные и экстремальные. Аномальными явлениями мы условно считали аномалии, которые непрерывно на протяжении одних или более суток превосходили одно среднеквадратичное отклонение в распределении аномалий температуры воздуха, а экстремальными — два среднеквадратичных отклонения.

Эта методика уже успешно применялась нами для Черного моря [5], Адриатического побережья Черногории [6], Баренцева моря [7] и Эгейского моря [8]. Эти исследования показали, что межгодовая изменчивость амплитуды, частоты и продолжительности положительных и отрицательных аномалий температуры воздуха весьма различается от района к району.

В работах А.В. Кислова с соавторами детально проанализированы экстремумы скорости ветра в Европейском секторе Арктики [9, 10], описаны экстремальные гидрометеорологические явления Баренцева и Карского морей (модуль скорости ветра, суточные суммы осадков и высота волн) с точки зрения различных функций распределения вероятностей, а также дано общее описание изменчивости опасных погодных явлений в Арктике в связи с региональным изменением климата.

С.А. Дунцев и В.С. Платонов [11] оценили качество воспроизведения приземной температуры воздуха новым модельным архивом COSMO-CLM Russian Arctic

hindcast высокого разрешения по данным 65 европейских и 81 российских арктических метеостанций за 1980–2016 гг. и показали, что среднеквадратическая ошибка составляет 1,82 °C для среднемесячных значений температуры воздуха. Наибольшие различия между данными наблюдаются на метеостанциях со сложным рельефом окружающей местности и из-за разности высоты расположения метеостанции и узла модельной сетки, что может давать ошибку до 2–3 °C.

И.В. Железнова и Д.Ю. Гущина [12] на основе данных реанализа ERA-5 за 1980–2021 гг. оценили глобальное распределение частоты встречаемости экстремальной температуры воздуха и атмосферных осадков на основе среднемесячных данных. Анализ был сделан на основе двух критериев — одного среднеквадратического отклонения и 5%- и 95%-квантилей, причем коэффициент пространственной корреляции между двумя критериями составил для температуры воздуха 0,85–0,86. Авторы также отметили, что реанализ ERA-5 хорошо описывает пространственную структуру климатических полей.

Д.Б. Киктев и др. [13] на основе данных реанализа NCEP/NCAR о приземной температуре воздуха и осадках с суточным разрешением провели автоматическую идентификацию объектов, ассоциированных с различными экстремальными метеорологическими явлениями на сезонных и внутрисезонных масштабах времени. В зависимости от пространственной протяженности, продолжительности и интенсивности проведена инвентаризация экстремальных явлений на временном интервале 1981–2019 гг. для Северного полушария, и показана связь изменений характеристик экстремальных явлений с изменениями климата.

И.В. Серых и А.В. Толстиков [14, 15] обнаружили увеличение температуры и влажности воздуха западной части Российской Арктики в 1980–2021 гг. и выдвинули гипотезу, что это привело к росту теплосодержания нижнего слоя атмосферы — увеличению его тепловой энергии. Вследствие чего можно ожидать увеличения количества, силы и продолжительности экстремальных погодных явлений в исследуемом регионе. Из-за быстрого роста средней температуры в Арктике в последние десятилетия следует ожидать роста аномально теплых и сокращения аномально холодных дней за этот период. При том, что увеличение температуры произошло достаточно равномерно по пространству западной части Российской Арктики [14], в некоторых локальных районах рост аномально теплых дней может опережать или отставать от среднего по более обширному региону. Обнаружение таких локальных очагов роста или, наоборот, сокращения экстремальных температурных событий вследствие местных географических особенностей и нелинейной динамики климата представляет особый интерес.

Целью данной работы является исследование пространственного распределения междекадных изменений среднесуточных аномалий температуры воздуха в регионе западной части Российской Арктики (60–75° с. ш., 30–85° в. д.) по данным атмосферных реанализов ERA5 и MERRA-2 за период 1980–2022 гг. Исследование включает междекадные изменения не только частоты, но и амплитуды и продолжительности экстремальных температурных событий (явлений), при этом наблюдаемые аномалии температуры рассматривались отдельно — положительные и отрицательные.

ERA5 — это реанализ пятого поколения глобального климата и погоды за последние 8 десятилетий Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts — ECMWF) [16]. ERA5 предоставляет ежечасные оценки для большого количества атмосферных величин, океанских волн

и параметров поверхности суши. ERA5 объединяет данные модели с наблюдениями со всего мира в глобально полный и согласованный набор данных с использованием законов физики. Этот принцип, называемый ассимиляцией данных, основан на методе, используемом центрами численного прогнозирования погоды, где каждые несколько часов (12 часов в ECMWF) предыдущий прогноз объединяется с новыми доступными наблюдениями оптимальным способом для получения новой наилучшей оценки состояния атмосферы. ERA5 работает таким же образом, но с уменьшенным разрешением, что позволяет получить набор данных за несколько десятилетий назад. ERA5 не имеет ограничений, связанных с выдачей своевременных прогнозов, поэтому остается больше времени для сбора наблюдений и можно использовать улучшенные версии исходных наблюдений, что повышает качество продукта реанализа. Выходные данные ERA5 представлены на регулярной сетке $0,25^\circ$ ш. \times $0,25^\circ$ д.

Ретроспективный анализ (реанализ) современной эпохи для исследований и приложений версия 2 (Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications Version 2 — MERRA-2) создан в Глобальном бюро моделирования и ассимиляции (Global Modeling and Assimilation Office) Национального управления по авиации и исследованию космического пространства (National Aeronautics and Space Administration — NASA). MERRA-2 представляет собой атмосферный реанализ современной эры спутниковых наблюдений, начинающейся с 1980 г. [17]. Он заменяет исходный реанализ MERRA [18] и использует обновленную версию системы усвоения данных Goddard Earth Observing System Model Version 5 (GEOS-5). MERRA-2 включает обновления модели GEOS [19] и схемы глобальной статистической интерполяции (Global Statistical Interpolation) [20]. Выходные данные MERRA-2 представлены на регулярной сетке $0,5^\circ$ ш. \times $0,625^\circ$ д., но модель GEOS-5 вычисляет все поля на сетке кубических сфер с приблизительным разрешением $50 \text{ км} \times 50 \text{ км}$. Поэтому распределенные наборы данных пространственно интерполированы на сетку $0,5^\circ$ ш. \times $0,625^\circ$ д.

Luo et al. [21] оценили точность воспроизведения температуры поверхности моря, вертикальных профилей температуры и влажности воздуха над Атлантическим океаном по данным атмосферных реанализов MERRA-2 и ERA-Interim с использованием судовых измерений радиозондами проекта AEROSE (Aerosols and Ocean Science Expeditions). В частности, было показано, что в слое ниже 500 hPa средняя разница в температуре воздуха не превышает двух градусов, таким образом, данные этих реанализов можно использовать для различных исследований [21]. ERA5 позиционируется ECMWF как замена ERA-Interim.

Данные и методика

Для вычисления среднесуточных аномалий использовались данные температуры воздуха на высоте 2 метра от поверхности (ТВП) из реанализов ECMWF ERA5 [16] и NASA MERRA-2 [17] с временным шагом в один час за период 1980–2022 гг. Исходные ежечасные данные ТВП усреднялись за 24 часа для получения среднесуточных данных. В каждом узле сеток ERA5 и MERRA-2 для среднесуточных данных ТВП рассчитывался среднегодовой ход за рассматриваемый период 1980–2022 гг., который затем вычитался из соответствующих данных для получения среднесуточных аномалий относительно среднегодового хода (далее просто аномалий). По вычисленным аномалиям ТВП для региона западной части Российской Арктики ($60\text{--}75^\circ$ с. ш., $30\text{--}85^\circ$ в. д.) рассчитано и построено поле их стандартных (среднеквадратических)

отклонений (рис. 1). Выбор именно этого региона обусловлен границами, определенными в работах [14, 15, 22], в которых исследованы междекадные изменения климата западной части Российской Арктики в 1980–2021 гг. по данным MERRA-2.

Анализ производился на основе стандартных (среднеквадратических) отклонений. Отдельно рассматривались экстремальные события (явления) с положительными и отрицательными аномалиями ТВП. Из-за ограничений на объем статьи и рисунков в данной работе мы остановимся только на результатах, касающихся экстремальных событий. Методом наименьших квадратов для указанных выше экстремальных событий с положительными и отрицательными аномалиями ТВП вычислены поля скорости изменений (коэффициентов линейных трендов) их среднегодовой амплитуды, количества и продолжительности. Кроме того, по t -критерию Стьюдента оценена достоверность рассчитанных трендов, и на каждом поле с линейными трендами, в каждом узле сетки, поставлена точка в тех случаях, когда достоверность оказывалась менее 80 %.

Результаты

Результаты, полученные по данным MERRA-2, во многом совпадают с аналогичными результатами, полученными по данным ERA5. Это свидетельствует о достоверности полученных результатов. И поскольку у данных ERA5 выше пространственное разрешение, то в работе приведены рисунки, полученные по ERA5.

Прежде всего были картированы средние за период 1980–2022 гг. значения ТВП и стандартные (среднеквадратические) отклонения их аномалий в исследуемом регионе (рис. 1). Районы с наибольшей среднегодовой ТВП расположены в юго-западной

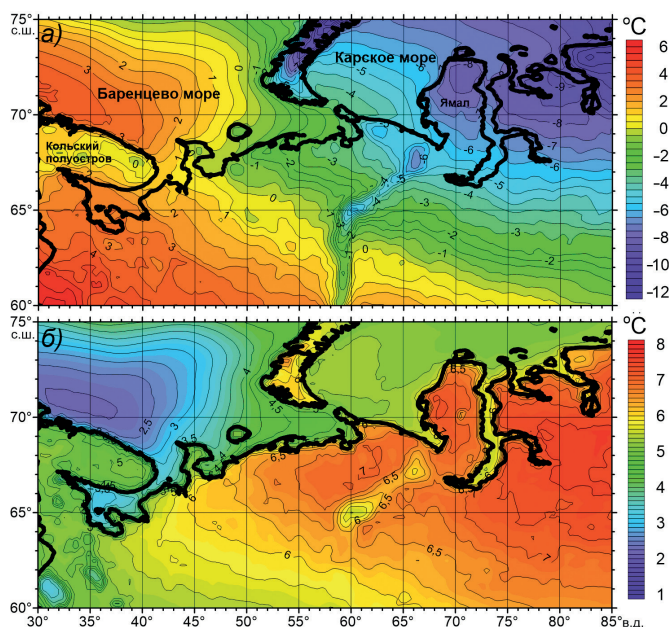


Рис. 1. Средние за период 1980–2022 гг. значения ТВП (а) и стандартные отклонения их аномалий (б) по данным ERA5

Fig. 1. Average surface air temperature (SAT) for the period 1980–2022 (a), and standard deviations of SAT anomalies (b) according to ERA5 data

части исследуемого региона (до $+6^{\circ}\text{C}$), где сказывается влияние Балтийского моря и широтная зональность, и в юго-западной части Баренцева моря (до $+4^{\circ}\text{C}$), что связано с влиянием теплых атлантических вод, переносимых Норвежским течением в Баренцево море. Нулевая изотерма проходит по восточной части Баренцева моря и далее от полуострова Канин на юго-восток до Уральских гор, которые разделяют АЗРФ условно на теплый западный и холодный восточный сектор (рис. 1а). Наиболее холодными областями являются северная часть Новой Земли, полуостров Ямал и район к востоку от Обской губы, где среднегодовые температуры ниже -6°C .

Стандартные отклонения аномалий ТВП минимальны ($2-4^{\circ}\text{C}$) над Баренцевым и Белым морями, что объясняется стабилизирующим эффектом больших морских акваторий, и максимальны — до 8°C к востоку от 75° в. д., что объясняется увеличением континентальности климата к востоку. При этом Карское море, со стандартными отклонениями аномалий ТВП $4-5^{\circ}\text{C}$, не оказывает такого стабилизирующего эффекта, как Баренцево и Белое моря (рис. 1б), что может быть связано с различными ледовыми условиями в этих морях, а также с более восточным расположением Карского моря.

Таким образом, на западе исследуемого региона среднегодовые значения ТВП выше, а изменчивость аномалий ТВП ниже, чем на востоке. И весь исследуемый регион западной части Российской Арктики можно условно разделить на 4 района: 1) акватория Баренцева и Белого морей с высокими среднегодовыми значениями ТВП и низкой изменчивостью аномалий ТВП; 2) территория западнее Уральских гор с высокими среднегодовыми значениями ТВП и средней изменчивостью аномалий ТВП; 3) акватория Карского моря и Обской губы с низкими среднегодовыми значениями ТВП и средней изменчивостью аномалий ТВП; 4) территория восточнее Уральских гор с низкими среднегодовыми значениями ТВП и высокой изменчивостью аномалий ТВП. Конечно, из этой условной классификации есть исключения, например юго-восточная часть исследуемого региона с достаточно высокими среднегодовыми значениями ТВП. Но в целом такие основные характеристики ТВП, как среднее значение и изменчивость, имеют близкие величины внутри этих 4 районов, и различия между этими районами существенны.

Затем была построена средняя для исследуемого региона ($60-75^{\circ}$ с. ш., $30-85^{\circ}$ в. д.) гистограмма распределения за 43 года (1980–2022 гг.) количества за год аномалий ТВП и график функции соответствующего нормального распределения (рис. 2а). Для ее построения вычислялись подобные гистограммы в каждом узле сетки исследуемого региона, а затем все эти полученные гистограммы усреднялись. Обращает на себя внимание смещение средней гистограммы в сторону положительных значений практически во всем диапазоне среднеквадратических отклонений (рис. 2а). Данная асимметрия распределения аномалий ТВП показывает, что в исследуемом регионе за исследуемый период дней с положительными аномалиями ТВП наблюдалось больше, чем дней с отрицательными аномалиями. Но при этом значения отрицательных аномалий ТВП по модулю выше, чем значения положительных аномалий, — отрицательный «хвост» распределения «тяжелее», чем положительный.

Для наглядности было построено поле пространственного распределения данной асимметрии (рис. 2б), которое показало, что это смещение наблюдается на большей части исследуемого региона, за исключением его северо-восточной части, в которой наблюдается противоположное смещение — в сторону отрицательных

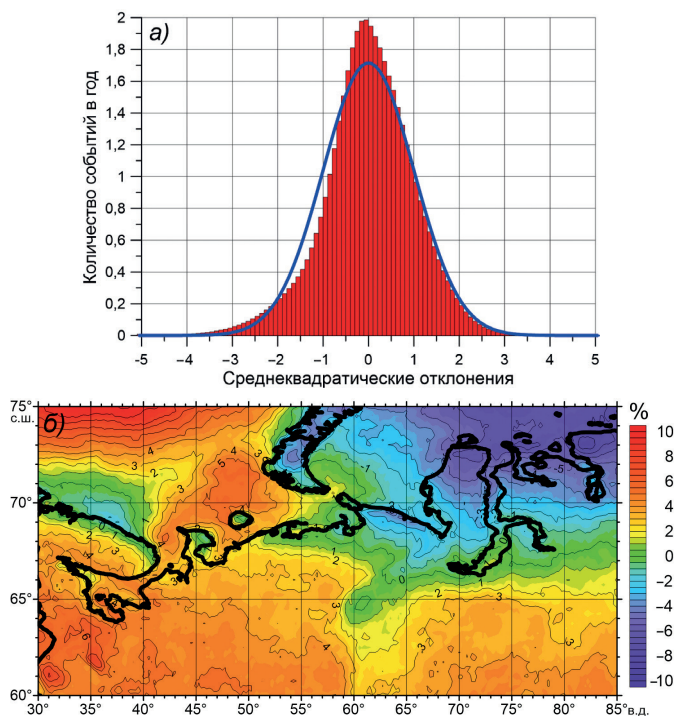


Рис. 2. Гистограмма распределения среднего для региона западной части Российской Арктики (60–75° с. ш., 30–85° в. д.) количества за год аномалий ТВП (красный) по данным ERA5 за период 1980–2022 гг. совместно с графиком функции соответствующего нормального распределения (синий) (а) и поле асимметрии распределения — процент, на который количество положительных аномалий ТВП меньше (знак «-») или больше (знак «+») количества отрицательных аномалий (б)

Fig. 2. Average distribution histogram of the annual average number of SAT anomalies (red columns) from ERA5 data for the period 1980–2022 for the region of the western part of the Russian Arctic (60°–75° N, 30°–85° E) combined with plot of the corresponding normal distribution function (blue line) (a). The distribution asymmetry field — the percentage by which the number of the positive SAT anomalies is less (the “-” sign) or greater (the “+” sign) than the number of negative anomalies (b)

аномалий ТВП. То есть на северо-востоке исследуемого региона дней с отрицательными аномалиями ТВП наблюдалось больше, но при этом величины этих аномалий были по модулю меньше, чем величины положительных аномалий ТВП. Примечательно, что именно на северо-востоке исследуемого региона в [14] был обнаружен отрицательный тренд ТВП в зимний сезон за 1980–2021 гг.

Интересной особенностью поля асимметрии распределения аномалий ТВП (рис. 2б) является то, что наибольшее смещение в сторону положительных аномалий ТВП наблюдается на севере Баренцева моря — там, где происходят сезонные изменения границы распространения морского льда и наблюдается наибольший рост ТВП [14] из-за отступления этой границы на северо-восток [23]. А на юге Баренцева моря — вдоль побережья Кольского полуострова — асимметричность распределения аномалий ТВП практически отсутствует, именно в этом районе в наибольшей степени распространяются по поверхности моря теплые воды из Северной Атлантики [7].

В Карском море также наблюдается интересная особенность поля асимметрии распределения аномалий ТВП (рис. 2б). На юго-западе Карского моря — в районе поступления воды из Баренцева моря — наблюдается смещение распределения в сторону положительных аномалий ТВП, которое уменьшается по мере ослабления влияния вод Баренцева моря, и на юго-востоке Карского моря смещение распределения переходит на сторону отрицательных аномалий. Причины перечисленных выше особенностей распределений аномалий ТВП до конца не ясны, но, возможно, они связаны с сезонами возникновения аномалий. Аномалии одного и того же знака в разные сезоны года могут иметь различные физические свойства. Так, в отличие от лета положительные аномалии ТВП зимой могут привести к оттепелям. Поэтому сезонные особенности экстремальных событий ТВП требуют отдельного исследования.

В дальнейшем рассчитывались, строились и анализировались поля пространственного распределения амплитуды, продолжительности и количества (число событий в году) экстремальных событий с отрицательными и положительными аномалиями ТВП, превосходящими по модулю 2 стандартных отклонения.

Поле средних значений амплитуд экстремальных событий с отрицательными аномалиями ТВП показывает, что наименьшие амплитуды (4–8 °C) аномалий ТВП наблюдаются в Баренцевом и Белом морях, а наибольшие — свыше 14 °C — на суше к востоку от 40° в. д. (рис. 3а). Такое распределение объясняется физико-географическими особенностями исследуемого региона, где большая незамерзающая

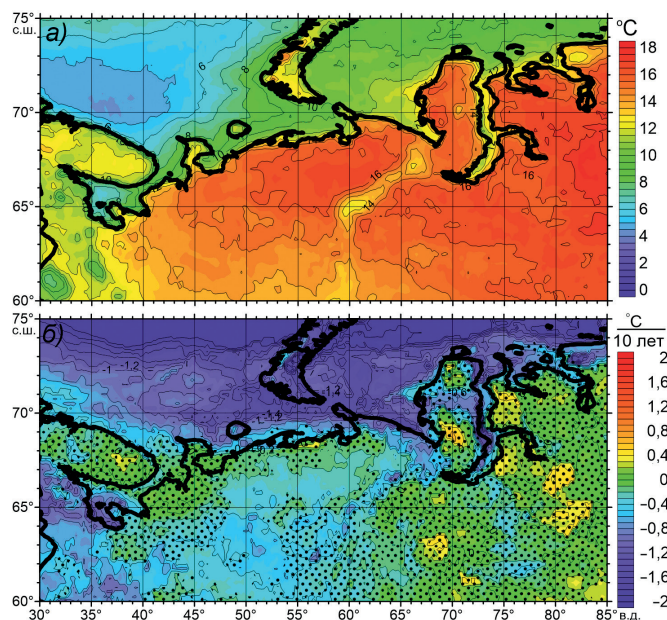


Рис. 3. Средние значения амплитуд экстремальных событий с отрицательными аномалиями ТВП (°C) по данным ERA5 (а) и средняя скорость их изменений (коэффициент линейного тренда, °C за 10 лет) за период 1980–2022 гг. (б). Точками отмечены значения, вероятность которых меньше 80 %

Fig. 3. Average amplitude values of extreme events with negative SAT anomalies (°C) according to ERA5 data (a) and the average rate of their changes (linear trend coefficient, °C for 10 years) for the period 1980–2022 (b). The black dots mark values whose probability is less than 80 %

морская акватория Баренцева моря оказывает сглаживающий эффект на изменчивость ТВП. Для суши восточной части исследуемого региона с наибольшими амплитудами аномалий ТВП характерна сильная континентальность климата, которая проявляется в сильном выхолаживании поверхности зимой и сильном прогреве летом, обычно в условиях ясной погоды на фоне антициклонов.

Поле коэффициентов линейного тренда изменений средней амплитуды экстремальных событий с отрицательными аномалиями ТВП ($^{\circ}\text{C}$ за 10 лет) показывает, что амплитуды отрицательных аномалий ТВП быстрее всего уменьшаются по модулю (до 2°C за 10 лет) в Баренцевом и Карском морях, а также в Карелии и на юге Белого моря (рис. 3б). Уменьшение амплитуды отрицательных аномалий ТВП над морями можно объяснить изменениями ледовой обстановки. Здесь и далее точками отмечена достоверность этих трендов с вероятностью менее 80 %.

Поле средних значений амплитуд экстремальных событий с положительными аномалиями ТВП показывает, что наименьшие амплитуды ($3\text{--}8^{\circ}\text{C}$) положительных аномалий ТВП наблюдаются в Баренцевом и Белом морях, а наибольшие — свыше 14°C — на суше к востоку от 65° в. д. (рис. 4а). Такое распределение объясняется теми же факторами, что и в случае отрицательных аномалий ТВП. Амплитуды экстремальных событий ТВП над Белым морем выше, чем над Баренцевым, а над Карским морем выше, чем над Белым (рис. 3а и рис. 4а). По всей видимости, это связано с различиями в географическом положении

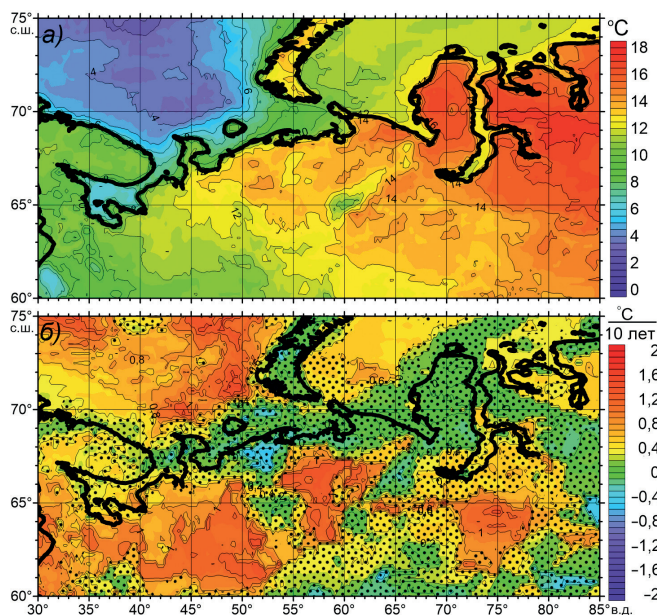


Рис. 4. Средние значения амплитуд экстремальных событий с положительными аномалиями ТВП ($^{\circ}\text{C}$) по данным ERA5 (а) и средняя скорость их изменений (коэффициент линейного тренда, $^{\circ}\text{C}$ за 10 лет) за период 1980–2022 гг. (б). Точками отмечены значения, вероятность которых меньше 80 %

Fig. 4. Average amplitude values of extreme events with positive SAT anomalies ($^{\circ}\text{C}$) according to ERA5 data (a) and the average rate of their changes (linear trend coefficient, $^{\circ}\text{C}$ for 10 years) for the period 1980–2022 (b). Black dots mark values whose probability is less than 80 %

и ледовой обстановке этих морей. При этом амплитуды экстремальных событий ТВП над водной поверхностью, как правило, имеют существенные отличия от амплитуд над соседствующей сушей.

Поле линейных трендов изменений средней амплитуды экстремальных событий с положительными аномалиями ТВП показывает, что амплитуды положительных аномалий ТВП растут с наибольшей скоростью от 0,4 до 1,4 °C за 10 лет в Баренцевом море, в Белом море и Карелии, к юго-востоку от Белого моря, к югу от Печорского моря, к югу от Обской губы и в Карском море (рис. 4б).

Таким образом, пространственное распределение амплитуды экстремальных событий в целом демонстрирует понижение амплитуды аномалий ТВП при экстремальных событиях отрицательного знака и повышение амплитуды экстремальных событий при положительном знаке аномалий ТВП (рис. 3 и 4). Сильный рост амплитуды экстремальных событий с положительными аномалиями ТВП наблюдается в восточной части Баренцева моря, там, где за исследуемый период произошло существенное сокращение концентрации морского льда (см. рис. 7 в [23]) и повышение ТВП [14]. Таким образом, изменения амплитуд экстремальных событий ТВП во многом соответствуют обнаруженным в [14] междекадным изменениям ТВП в западной части Российской Арктики. Из этого можно заключить, что изменения нормы во многом определяют изменения амплитуды аномалий ТВП при экстремальных событиях.

Однако из-за действия локальных физико-географических эффектов и нелинейности климатической системы существуют районы, например такие, как район юго-восточнее Белого моря и район к югу от Печорского моря, в которых амплитуды положительных аномалий ТВП при экстремальных событиях увеличиваются в большей степени по сравнению с соседними регионами (рис. 4б), при практически одинаковых междекадных изменениях ТВП [14]. Так, на рис. П2 статьи [14] видно, что ТВП в районах юго-восточнее Белого моря и к югу от Печорского моря выросла в 1980–2021 гг. практически так же, как и в соседних с ними районах. Но при этом рост амплитуд аномалий ТВП при экстремальных событиях положительного знака в этих районах существенно превышает их рост в соседних районах (рис. 4б).

Пространственное распределение средних значений продолжительности (в сутках) экстремальных событий с отрицательными аномалиями ТВП показывает, что средняя продолжительность таких экстремальных событий превышает почти повсеместно 2 суток, причем максимум до 3 суток наблюдается в южной части Баренцева моря, в Белом море и на юге Карского моря (рис. 5а). События продолжительностью менее 2 суток наблюдаются в юго-западной части Баренцева моря. Наиболее заметная, двукратная разница в длине экстремальных событий с отрицательными аномалиями ТВП наблюдается между юго-западной (1,5 суток) и юго-восточной (3 суток) частями Баренцева моря. Причины данного различия до конца не ясны, но могут быть связаны с особенностями циркуляции атмосферы в данном регионе [14, 23] и местными физико-географическими свойствами.

Пространственное распределение средней скорости изменений продолжительности экстремальных событий с отрицательными аномалиями ТВП показывает, что над Баренцевым и Карским морями длина таких событий уменьшается со скоростью от 0,3 до 1 суток за 10 лет, причем чем севернее — тем сокращение продолжи-

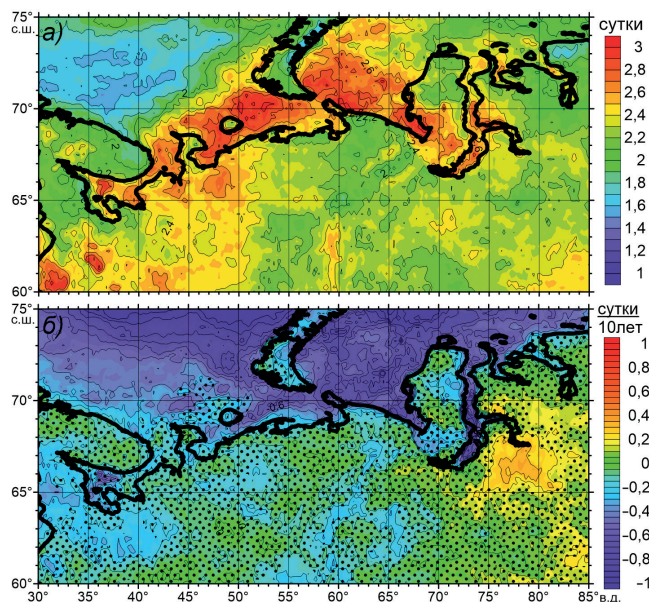


Рис. 5. Средние значения продолжительности (число суток) экстремальных событий с отрицательными аномалиями ТВП по данным ERA5 (а) и средняя скорость их изменений за период 1980–2022 гг. (б). Точками отмечены значения, вероятность которых меньше 80 %

Fig. 5. Average duration (number of days) of extreme events with negative SAT anomalies according to ERA5 data (a) and the average rate of their changes for the period 1980–2022 (b). Black dots mark values whose probability is less than 80 %

тельности происходит быстрее (рис. 5б). Данное сокращение продолжительности экстремальных событий с отрицательными аномалиями ТВП хорошо согласуется с сокращением амплитуды этих событий в данных морях (рис. 3б). В Белом море наблюдаются меньшие скорости сокращения продолжительности таких событий. Единственный район, где продолжительность отрицательных аномалий достоверно растёт, — это регион к востоку от 75° в. д., где она растёт со скоростью от 0,2 до 0,5 суток за 10 лет.

Пространственное распределение средних значений продолжительности (в сутках) экстремальных событий с положительными аномалиями ТВП показывает, что средняя длина таких экстремальных событий варьируется на большей части региона от 1 до 2 суток, с минимумом около 1 суток над Баренцевым морем и максимумом более 2 суток над Карским морем (рис. 6а). Причины данного сильного различия между Баренцевым и Карским морями до конца не ясны, но они могут быть связаны с отличиями в ледовой обстановке в этих морях и разной степенью континентальности.

Пространственное распределение средней скорости изменений продолжительности экстремальных событий с положительными аномалиями ТВП показывает, что большие и достоверные скорости увеличения длины таких событий от 0,2 до 0,5 суток за 10 лет наблюдаются над акваторией Баренцева и особенно Карского морей (рис. 6б). Не такой сильный (0,1–0,3 суток за 10 лет), но все-таки статистически значимый рост продолжительности экстремальных событий с положительными

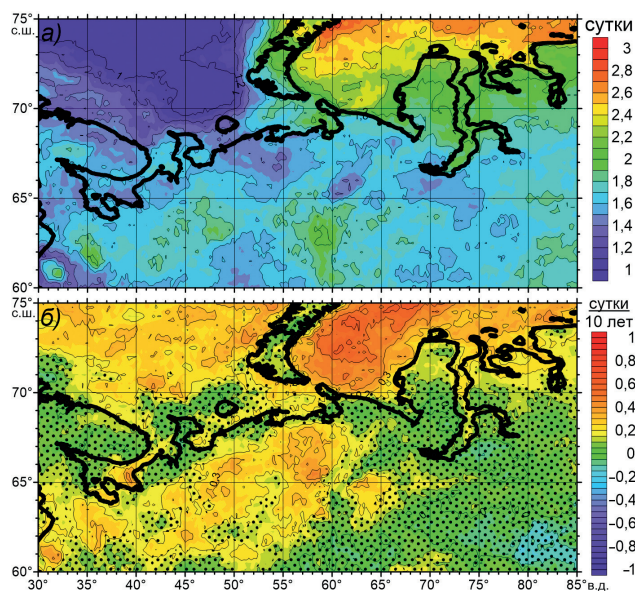


Рис. 6. Средние значения продолжительности (число суток) экстремальных событий с положительными аномалиями ТВП по данным ERA5 (а) и средняя скорость их изменений за период 1980–2022 гг. (б). Точками отмечены значения, вероятность которых меньше 80 %

Fig. 6. Average duration (number of days) of extreme events with positive SAT anomalies according to ERA5 data (a) and the average rate of their changes for the period 1980–2022 (b). Black dots mark values whose probability is less than 80 %

аномалиями ТВП наблюдается в районах юго-восточнее Белого моря и южнее Печорского моря — там же, где и зафиксировано увеличение амплитуды этих событий (рис. 4б). Таким образом, можно заключить, что экстремальные события с положительными аномалиями ТВП усиливаются в Баренцевом и Карском морях, а также в районах юго-восточнее Белого моря и южнее Печорского моря.

Пространственное распределение средних значений количества экстремальных событий за год с отрицательными аномалиями ТВП показывает, что среднее количество таких событий на большей части исследуемого региона варьируется от 5 до 6 в год, и только над Белым морем и частью акватории Баренцева и Карского морей оно варьируется от 4 до 5 событий в год (рис. 7а).

Пространственное распределение средней скорости изменений количества экстремальных событий в год с отрицательными аномалиями ТВП показывает, что количество таких событий на большей части исследуемой территории и акватории достоверно уменьшается (рис. 7б). Так, над Баренцевым морем их количество уменьшается со скоростью от 1 до 3 за 10 лет, в Карском море от 1 до 2 за 10 лет. Таким образом, число экстремальных событий с отрицательными аномалиями ТВП над Баренцевым морем за 1980–2022 гг. сократилось практически до 0. Это является основанием для того, чтобы предположить, что климат Баренцева моря во второй части рассматриваемого периода перешел в новое состояние и число экстремальных событий над ним нужно считать относительно нового среднего значения.

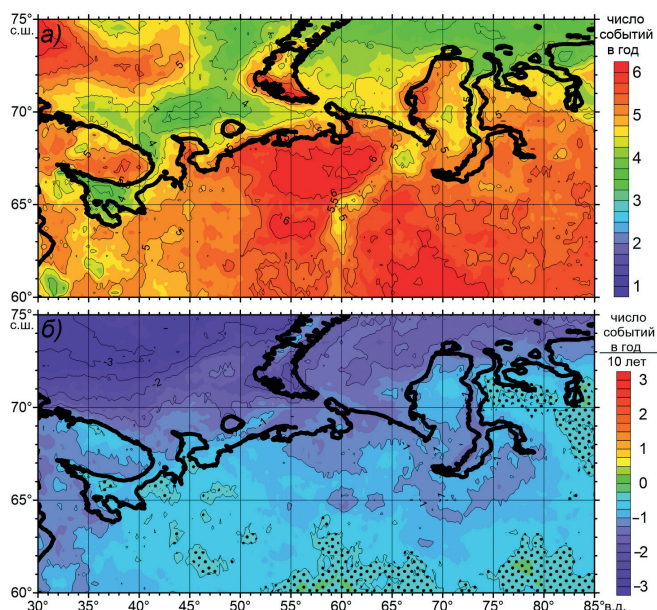


Рис. 7. Средние значения количества (число событий в год) экстремальных событий с отрицательными аномалиями ТВП по данным ERA5 (*a*) и средняя скорость их изменений за период 1980–2022 гг. (*б*). Точками отмечены значения, вероятность которых меньше 80 %

Fig. 7. Average number (number of events during one year) of extreme events with negative SAT anomalies according to ERA5 data (*a*) and the average rate of their changes for the period 1980–2022 (*б*). Black dots mark values whose probability is less than 80 %

Пространственное распределение средних значений количества экстремальных событий за год с положительными аномалиями ТВП показывает, что среднее количество таких событий минимально (от 1 до 3 в год) над акваторией Баренцева моря и максимально (от 4 до 6 в год) в регионе Карского моря (рис. 8*a*). Столь сильная разница между Баренцевым и Карским морями в числе этих событий соответствует разнице между этими морями и в продолжительности таких же событий (рис. 6*a*). Из этого можно заключить, что экстремальные события с положительными аномалиями ТВП в Карском море происходят гораздо чаще и длятся существенно дольше, чем в Баренцевом море. Над большей частью всей остальной территории количество таких событий варьируется от 2 до 4 в год, что меньше, чем число событий с отрицательными аномалиями (4–6 в год) (рис. 7*a*). Это согласуется с распределения аномальных событий (рис. 2), где наблюдается более «тяжелый хвост» отрицательных аномалий с величинами по модулю более 2 стандартных отклонений. Таким образом, можно подтвердить заключение о том, что в исследуемом регионе происходит больше экстремальных событий с сильными отрицательными аномалиями ТВП, чем с сильными положительными.

Пространственное распределение средней скорости изменений количества экстремальных событий в год с положительными аномалиями ТВП показывает, что количество таких событий над примерно половиной исследуемого региона растет со скоростью около 0,5 события за 10 лет (рис. 8*б*). Причем наиболее заметно этот рост проявляется над акваториями Баренцева, Белого и Карского морей.

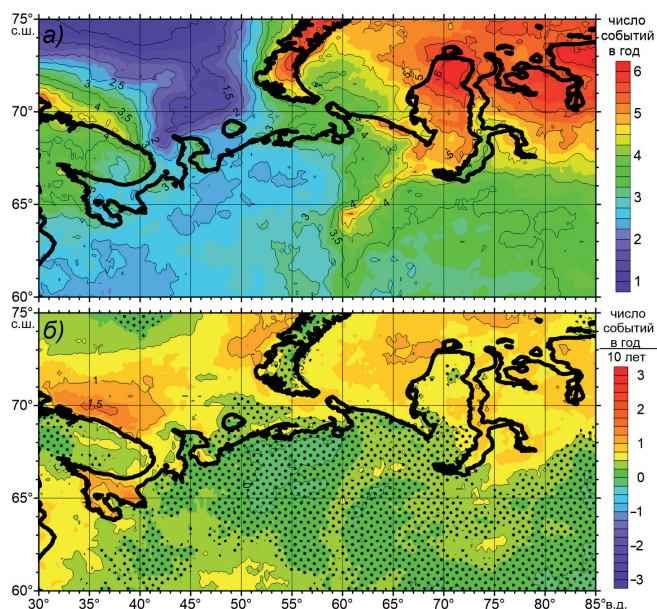


Рис. 8. Средние значения количества (число событий в год) экстремальных событий с положительными аномалиями ТВП по данным ERA5 (а) и средняя скорость их изменений за период 1980–2022 гг. (б). Точками отмечены значения, вероятность которых меньше 80 %

Fig. 8. Average number (number of events during one year) of extreme events with positive SAT anomalies according to ERA5 data (a) and the average rate of their changes for the period 1980–2022 (b). Black dots mark values whose probability is less than 80 %

Обсуждение результатов

Анализ изменений характеристик экстремальных событий положительных и отрицательных аномалий ТВП западной части Российской Арктики для каждого узла сетки реанализов ERA5 и MERRA-2 в отдельности позволил впервые оценить пространственное распределение междекадных изменений этих событий на основе подробных полей, а не графиков отдельных метеостанций или осредненных по пространству величин. Хорошее совпадение соответствующих результатов, полученных по реанализам ERA5 и MERRA-2, свидетельствует об их достоверности и значимости. Тем не менее мы считаем, что полученные результаты требуют дополнительных проверок по данным метеостанций, которые планируется выполнить в дальнейших исследованиях.

Несмотря на то, что все реанализы могут содержать систематические ошибки и не способны точно воспроизводить ни средние значения, ни тем более экстремумы величин, многочисленные работы российских и зарубежных ученых об изменении климата основаны именно на данных реанализов [1–4, 11, 12, 17, 18, 20, 22, 27, 28], которые проигрывают по точности измерений, но выигрывают по пространственному покрытию (даже с грубым пространственным разрешением), особенно по акваториям океанов и морей, а также арктической зоны, где сеть гидрометеорологических станций отсутствует либо весьма редка. Авторы данной статьи не ставили своей целью проверку реанализов ERA5 и MERRA-2 и сравнение данных ТВП с данными гидрометеорологических станций в исследуемом регионе, поскольку

это отдельная и сложная задача. Разработке, совершенствованию и тестированию реанализов, включая ERA5 и MERRA-2, посвящены десятки специализированных работ, которые доказали их эффективную применимость для решения различных задач в климатологии [16–18, 20, 29–35].

Проведенное исследование экстремальных температурных событий в западной части Российской Арктики за 1980–2022 гг. показало, что существуют значительные различия в изменении величины аномалий ТВП, их продолжительности и частоты встречаемости по исследуемой территории и особенно по акваториям Баренцева и Карского морей. Кроме этого, часто выделяются акватории Печорского моря, Белого моря и Обской губы, которые также обладают своими характерными особенностями. На суше территория к востоку от 70–75° в. д. также часто отличается по своим характеристикам от западной части исследуемого региона и особенно от территории Карелии и Кольского полуострова.

Положительные и отрицательные аномалии ТВП также ведут себя по-разному для разных территорий и акваторий, что отражается в пространственной изменчивости амплитуд аномалий ТВП, продолжительности экстремальных событий и в их количестве за год, а также в линейных трендах изменений этих характеристик.

В целом можно сделать вывод о том, что экстремальные события с положительными аномалиями ТВП усиливаются, удлиняются и учащаются над частью акваторий Баренцева, Карского и Белого морей, а также над некоторыми участками суши западной части исследуемого региона. При этом амплитуда, продолжительность и число экстремальных событий с отрицательными аномалиями ТВП в этих районах сокращаются. Все это указывает на то, что найденные изменения экстремальных событий вызваны изменением климатической нормы, относительно которой рассматриваются аномалии ТВП.

Полученные результаты согласуются с исследованиями J. Overland [3], который для морских волн тепла в Баренцевом море (экстремальных аномалий температуры поверхности моря выше 95 перцентиля диапазона аномалий за 1982–2011 гг. и продолжительностью 5 последовательных дней) показал, что их интенсивность, продолжительность и частота растут. Косвенно полученные данные согласуются и с выводами Isaksen et al. [2], которые показали беспрецедентное повышение среднегодовой температуры приземного воздуха над северной частью Баренцева моря на 5,4 °C за 2001–2020 гг.

Наши результаты вполне соответствуют результатам, полученным в работе О.Н. Булыгиной и др. [25], в которой приведены поля только линейных трендов частоты встречаемости среднесуточных положительных или отрицательных температур воздуха за период 1951–2006 гг. или 1977–2006 гг. и только для территории Российской Федерации (акватории морей исключены из анализа). Авторы показали, что количество аномально теплых дней в среднем растет со скоростью 0,5–1 суток за 10 лет в регионе нашего исследования, за исключением Новой Земли, Ямала и района Обской губы, где это количество уменьшается со скоростью 0,5–1 суток за 10 лет. В декабре-феврале количество аномально холодных дней растет со скоростью 0,5 суток за 10 лет также за исключением Новой Земли, Ямала и района Обской губы, где это количество уменьшается со скоростью 0,5 суток за 10 лет. В июне-августе эта характеристика уменьшается со скоростью 0,5 суток за 10 лет во всем исследуемом нами регионе. В нашем случае количество событий с отрицательными

экстремальными аномалиями ТВП уменьшается со скоростью от 0,5 до 3 событий в год за 10 лет, причем наибольшее уменьшение от 1 до 3 событий в год за 10 лет отмечено именно на акваториях Баренцева и Карского морей, которые исключены из анализа в работе [25].

Было бы интересно сравнить наши данные с результатами, полученными А.Н. Шиховым и др. [26], которые проанализировали данные о температуре воздуха за 1951–2015 гг. на 99 метеостанциях в районе Урала (примерно 50–70° с. ш., 45–75° в. д.), который попадает в середину нашего региона исследования. Однако авторы этой статьи исследовали только экстремально высокие и экстремально низкие температуры в году, например выше +30 °С или ниже –30 °С, а также количество дней с такими аномалиями и их междекадную изменчивость. К сожалению, сравнить эти данные с нашими результатами не представляется возможным, поскольку сезонный ход из нашего анализа убран и мы рассчитываем положительные или отрицательные аномалии ТВП для каждого дня года.

Следует отметить, что сравнение полученных результатов пространственно-временной изменчивости экстремальных температурных явлений и с другими работами, например [1, 4, 11, 12], также затруднено, поскольку авторы этих и других работ применяют различные методы оценки и характеристики экстремальных явлений, что делает невозможным прямое сопоставление результатов. Это является следствием отсутствия единой методологии исследования экстремальных явлений.

Полученные результаты касаются характеристик экстремальных аномалий ТВП относительно 1980–2022 гг., но за этот период климат исследуемого региона существенно изменился [14, 15]. Поэтому из-за вычисления аномалий ТВП относительно среднего годового хода за 1980–2022 гг. часть обнаруженных изменений экстремальных событий является следствием смещения климатической нормы в этот период. При этом из-за нелинейных свойств динамики климатической системы часть обнаруженных изменений экстремальных событий является следствием влияния локальных физико-географических факторов. Для выделения районов с такими факторами построены поля изменений амплитуды экстремальных событий после предварительного удаления линейных трендов из аномалий ТВП за 1980–2022 гг. (рис. 9).

Поле изменений амплитуды экстремальных событий с отрицательными аномалиями ТВП после предварительного удаления линейных трендов (рис. 9а) отличается от аналогичного поля без удаления линейных трендов (рис. 3б) — области сокращения таких амплитуд после удаления линейных трендов стали меньше по площади, а области увеличения — больше. Поле изменений амплитуды экстремальных событий с положительными аномалиями ТВП после удаления линейных трендов из данных (рис. 9б) существенно отличается от аналогичного поля без удаления линейных трендов (рис. 4б). На поле с удаленными линейными трендами (рис. 9б) на севере и востоке Баренцева моря наблюдается уменьшение амплитуды экстремальных событий с положительными аномалиями ТВП в отличие от поля рис. 4б. Это может быть объяснено сокращением площади морского льда в этом районе [23], вследствие чего на ТВП усилилось влияние температуры воды Баренцева моря, обладающей большой инерцией, и произошло сокращение изменчивости ТВП. Таким образом, если принять изменившееся среднее значение ТВП за новую климатическую норму, то на севере и востоке Баренцева моря амплитуда экстремальных событий сократи-

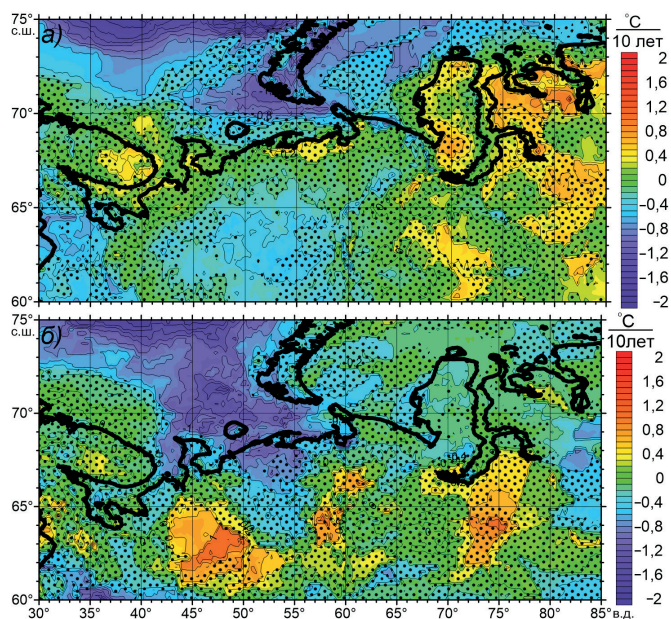


Рис. 9. Изменения амплитуды экстремальных событий с отрицательными (а) и положительными (б) аномалиями ТВП после удаления линейных трендов из данных ERA5 за 1980–2022 гг. Точками отмечены значения, вероятность которых меньше 80 %

Fig. 9. Changes in the amplitude of extreme events with negative (a) and positive (b) SAT anomalies after removing linear trends from the ERA5 data for 1980–2022. The dots mark the values the probability of which is less than 80 %

лась как для отрицательных, так и для положительных аномалий ТВП. В районе же юго-восточнее Белого моря наблюдается рост амплитуды экстремальных событий с аномалиями ТВП положительного знака и после удаления линейных трендов из данных (рис. 9б). Вследствие чего можно предположить существование в этом районе неких локальных эффектов, усиливающих этот рост, природа которых требует дополнительного исследования.

Подводя итоги обсуждения полученных результатов, можно заключить, что обнаруженное усиление, удлинение и учащение экстремальных событий с аномалиями ТВП положительного знака должно привести к повышению числа аномально жарких дней в летний сезон и к увеличению оттепелей в зимний, которые, в свою очередь, могут стать причиной зимних паводков на реках западной части Российской Арктики.

Выводы

В данной работе на основе среднесуточных данных атмосферных реанализов ERA5 и MERRA-2 за 1980–2022 гг. проведен анализ междекадных изменений температурных экстремальных событий (явлений) западной части Российской Арктики (60–75° с. ш., 30–85° в. д.) отдельно для положительных и отрицательных аномалий температуры воздуха у поверхности. При этом экстремальными событиями мы считали аномалии ТВП, которые превосходили по модулю 2 стандартных отклонения непрерывно на протяжении одних или более суток.

Показано, что за 1980–2022 гг. над частью акватории Баренцева, Карского и Белого морей, а также над некоторыми районами суши исследуемого региона увеличились амплитуда, продолжительность и количество экстремальных событий с положительными аномалиями ТВП. При этом в указанных районах произошло сокращение перечисленных выше характеристик экстремальных событий с отрицательными аномалиями ТВП.

Обнаружено, что в районе юго-восточнее Белого моря рост амплитуды экстремальных событий с положительными аномалиями ТВП превышает средний рост этой амплитуды в соседних регионах. Причем этот рост сохраняется и после предварительного удаления линейных трендов из данных, что может быть объяснено влияющими на него дополнительными факторами.

В целом можно сделать вывод о том, что в западной части Российской Арктики амплитуды положительных экстремальных аномалий ТВП в среднем растут со скоростью около 0,5 °C за 10 лет. Продолжительность положительных экстремальных аномалий ТВП растет со скоростью около 0,2 суток за 10 лет, а их число увеличивается со средней скоростью около 0,5 событий в год за 10 лет. При этом аналогичные характеристики экстремальных событий с отрицательными аномалиями ТВП сокращаются приблизительно на такие же величины.

Полученные результаты существенно расширяют наши знания о пространственно-временных особенностях происходящих климатических изменений экстремальности температуры западной части Российской Арктики, что имеет важнейшее значение для анализа и прогноза развития природных и социально-экономических систем в исследуемом регионе.

Конфликт интересов. Авторы статьи не имеют конфликта интересов.

Финансирование. И.В. Серых выполнил данное исследование в рамках государственного задания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН по теме № FMWE-2021-0003 «Крупномасштабные, волновые и вихревые океанские процессы и роль океана в формировании климата: междекадная эволюция циркуляции, гидрофизических полей океана и потоков на границе океан-атмосфера в условиях меняющегося климата». А.Г. Костяной выполнил данное исследование в рамках проекта РНФ № 21-77-30010 «Системный анализ динамики геофизических процессов в российской Арктике и их воздействие на развитие и функционирование инфраструктуры железнодорожного транспорта» (2021–2024 гг.).

Благодарности. Авторы выражают свою благодарность двум анонимным рецензентам за их внимание к работе, их благожелательную критику и сделанные замечания, учет которых позволил коренным образом повысить качество работы.

Competing interests. The authors declare no conflict of interest.

Funding. I.V. Serykh carried out this study within the Federal assignment to the Shirshov Institute of Oceanology RAS on the Project N FMWE-2021-0003 “Large-scale, wave and eddy ocean processes and the role of the ocean in climate formation: interdecadal evolution of circulation, ocean hydrophysical fields and flows at the ocean-atmosphere boundary in a changing climate”. A.G. Kostianoy carried out this study in the framework of the Russian Science Foundation Project N 21-77-30010 “System analysis of the dynamics of geophysical processes in the Russian Arctic and their impact on the development and functioning of the railway transport infrastructure” (2021–2024).

Acknowledgments. The authors express their gratitude to the anonymous reviewers for their attention to the work, their positive criticisms and comments, which allowed us to significantly improve the quality of the work.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. Катцов В.М. (ред.) *Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации*. СПб.: Научно-технологические; 2022. 126 с. https://www.meteorf.gov.ru/upload/pdf_download/compressed.pdf (дата обращения: 01.12.2023)
Kattsov V.M. (ed.) *Third assessment report on climate change and their consequences on the territory of the Russian Federation*. St. Petersburg: Science-intensive technologies; 2022. 126 p. (In Russ.) https://www.meteorf.gov.ru/upload/pdf_download/compressed.pdf (accessed: 01.12.2023)
2. Isaksen K., Nordli Ø., Ivanov B., Køltzow M.A.Ø., Aaboe S., Gjeltén H.M., Mezghani A., Eastwood S., Førland E., R.E. Benestad, Hanssen-Bauer I., Brækkan R., Sviashchennikov P., Demin V., Revina A., Karandasheva T. Exceptional warming over the Barents area. *Sci. Rep.* 2022; 12: 9371. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-13568-5>
3. Overland J. Arctic Climate Extremes. *Atmosphere*. 2022;13(10):1670. <https://doi.org/10.3390/atmos13101670>
4. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). *Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press; 2023. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>
5. Kostianoy A.G., Serykh I.V., Ekba Ya.A., Kravchenko P.N. Climate variability of extreme air temperature events in the Eastern Black Sea. *Ecologica Montenegrina*. 2017; 14: 21–29.
6. Kostianoy A.G., Serykh I.V., Kostianoiya E.A. Climate change in the Lake Skadar region. In: Pesic V., Karaman G., Kostianoy A.G. (eds.) *The Skadar/Shkodra Lake Environment*. Springer International Publishing AG, Cham, Switzerland; 2018. P. 63–88.
7. Серых И.В., Костяной А.Г. О климатических изменениях температуры Баренцева моря и их возможных причинах. В кн.: Лисицин А.П. (ред.) *Система Баренцева моря*. М.: Геос; 2021. С. 166–179. <https://doi.org/10.29006/978-5-6045110-0-8>
8. Nastos P.T., Kostianoy A.G., Serykh I.V., Chronis T. The Aegean Sea air temperature changes. In: Anagnostou C., Kostianoy A., Mariolakis I., Panayotidis P., Soilemezidou M., Tsaltas G. (eds.) *The Aegean Sea Environment: Anthropogenic Presence and Impact*. Cham: Springer International Publishing AG; 2023. https://doi.org/10.1007/978-3-032-022_904
9. Кислов А.В., Матвеева Т.А., Платонов В.С. Экстремумы скорости ветра в Арктике. *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2015;2:63–80.
Kislov A.V., Matveeva T.A., Platonov V.S. Wind speed extremes in the Arctic. *Fundamental and Applied Climatology*. 2015;2: 63–80. (In Russ.)
10. Кислов А.В., Матвеева Т.А. Экстремумы скорости ветра в Европейском секторе Арктики. *Метеорология и гидрология*. 2016;7:5–14.
Kislov A.V., Matveeva T.A. Wind speed extremes in the European sector of the Arctic. *Meteorology and Hydrology*. 2016;41: 447–454. <https://doi.org/10.3103/S1068373916070013>
11. Duntsev S., Platonov V. Quality assessment of surface temperature reproduction by a model archive, the COSMO-CLM Russian Arctic hindcast, based on station data. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. 2022; 1023(1):012007. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/1023/1/012007>
12. Zheleznova I. V., Gushchina D. Yu. Variability of extreme air temperatures and precipitation in different natural zones in the late 20th and early 21st centuries according to ERA5 reanalysis data. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2023; 59(5): 479–488.
13. Киктев Д.Б., Круглова Е.Н., Куликова И.А., Муравьев А.В. Экстремальные метеорологические явления на сезонных и внутрисезонных интервалах времени в контексте изменения климата. *Гидрометеорологические исследования и прогнозы*. 2021; 1(379): 36–57. <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2021-1-36-57>

- Kiktev D.B., Kruglova E.N., Kulikova I.A., Murav'ev A.V. Extreme weather events on seasonal and intraseasonal timescales in the context of climate change. *Gidrometeorologicheskie issledovaniia i prognozy = Hydrometeorological Research and Forecasts*. 2021; 1(379): 36–57. (In Russ.)
14. Серых И.В., Толстиков А.В. Изменения климата западной части Российской Арктики в 1980–2021 гг. Часть 1. Температура воздуха, осадки, ветер. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2022; 68(3): 258–277. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-258-277>
Serykh I.V., Tolstikov A.V. Climate change in the western part of the Russian Arctic in 1980–2021. Part 1. Air temperature, precipitation, wind. *Arctic and Antarctic Research*. 2022; 68(3): 258–277. (In Russ.) <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-258-277>
15. Серых И.В., Толстиков А.В. Изменения климата западной части Российской Арктики в 1980–2021 гг. Часть 2. Температура почвы, снег, влажность. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2022; 68(4): 352–369. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-4-352-369>
Serykh I.V., Tolstikov A.V. Climate change in the western part of the Russian Arctic in 1980–2021. Part 2. Soil temperature, snow, humidity. *Arctic and Antarctic Research*. 2022; 68(4): 352–369. (In Russ.) <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-4-352-369>
16. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Sabater J.M., Nicolas J.P., Peubey C., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Abdalla S., Abellan X., Balsamo G., Bechtold P., Biavati G., Bidlot J., Bonavita M., De Chiara G., Dahlgren P., Dee D.P., Diamantakis M., Dragani R., Flemming J., Forbes R.M., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S., Hogan R., Holm E.V., Janiskova M., Keeley S., Laloyaux P., Lopez P., Lupu C., Radnóti G., De Rosnay P., Rozum I., Vamborg F., Sébastien V., Thépaut J.-N. The ERA5 global reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2020; 146: 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
17. Gelaro R., McCarty W., Suárez M.J., Todling R., Molod A., Takacs L., Randles C.A., Darmenov A., Bosilovich M.G., Reichle R., Wargan K., Coy L., Cullather R., Draper C., Akella S., Buchard V., Conaty A., da Silva A. M., Gu W., Kim G., Koster R., Lucchesi R., Merkova D., Nielsen J.E., Partyka G., Pawson S., Putman W., Rienecker M., Schubert S.D., Sienkiewicz M., Zhao B. The Modern-Era retrospective analysis for research and applications, Version 2 (MERRA-2). *Journal of Climate*. 2017; 30(14): 5419–5454. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0758.1>
18. Rienecker M.M., Suarez M.J., Gelaro R., Todling R., Bacmeister J., Liu E., Bosilovich M.G., Schubert S.D., Takacs L., Kim G., Bloom S., Chen J., Collins D., Conaty A., da Silva A., Gu W., Joiner J., Koster R.D., Lucchesi R., Molod A., Owens T., Pawson S., Pegion P., Redder C.R., Reichle R., Robertson F.R., Ruddick A.G., Sienkiewicz M., Woollen J. MERRA: NASA's Modern-Era retrospective analysis for research and applications. *Journal of Climate*. 2011; 24(14): 3624–3648. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00015.1>
19. Molod A., Takacs L., Suarez M., Bacmeister J. Development of the GEOS-5 atmospheric general circulation model: evolution from MERRA to MERRA-2. *Geosci. Model Dev. Discuss.* 2015; 8(5): 1339–1356. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-1339-2015>
20. Wu W.-S., Purser R.J., Parrish D.F. Three-dimensional variational analysis with spatially inhomogeneous covariances. *Mon. Wea. Rev.* 2002; 130: 2905–2916. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2002\)130<2905:TDVAWS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130<2905:TDVAWS>2.0.CO;2)
21. Luo B., Minnett, P.J., Szczodrak M., Nalli N.R., Morris V.R. Accuracy assessment of MERRA-2 and ERA-Interim sea-surface temperature, air temperature and humidity profiles over the Atlantic Ocean using AEROS measurements. *Journal of Climate*. 2020; 33(16): 6889–6909. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0955.1>
22. Gvishiani A.D., Rozenberg I.N., Soloviev A.A., Kostianoy A.G., Gvozdk S.A., Serykh I.V., Krasnoperov R.I., Sazonov N.V., Dubchak I.A., Popov A.B., Kostianoi E.A., Gvozdk G.A. Electronic atlas of climatic changes in hydrometeorological parameters of the western part of the Russian Arctic for 1950–2021 as geoinformatic support of railway development. *Applied Sciences*. 2023; 13(9): 5278. <https://doi.org/10.3390/app13095278>
23. Серых И.В., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Костяная Е.А. О переходе температурного ре-

- жима региона Белого моря в новое фазовое состояние. *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2022; 15(1): 98–111. <https://doi.org/10.59887/fpg/k9x4-p8fz-5kz6>
- Serykh I.V., Kostianoy A.G., Lebedev S.A., Kostianaia E.A. On the transition of temperature regime of the White Sea Region to a new phase state. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022; 15(1): 98–111. <https://doi.org/10.59887/fpg/k9x4-p8fz-5kz6>
24. Serykh I.V., Kostianoy A.G. Seasonal and interannual variability of the Barents Sea temperature. *Ecologica Montenegrina*. 2019; 25: 1–13.
25. Bulygina O.N., Razuvaev V.N., Korshunova N.N., Groisman P.Y. Climate variations and changes in extreme climate events in Russia. *Environmental Research Letters*. 2007; 2(4): 045020. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/2/4/045020>
26. Shikhov A.N., Abdullin R.K., Tarasov A.V. Mapping temperature and precipitation extremes under changing climate (on the example of The Ural region, Russia). *Geography, Environment, Sustainability*. 2020; 13(2): 154–165. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2019-42>
27. Cornes R.C., Jones P.D. How well does the ERA-Interim reanalysis replicate trends in extremes of surface temperature across Europe? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2013; 118(18): 10262–10276. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50799>
28. Lan H., Guo D., Hua W., Pepin N., Sun J. Evaluation of reanalysis air temperature and precipitation in high-latitude Asia using ground-based observations. *International Journal of Climatology*. 2023; 43(3): 1621–1638. <https://doi.org/10.1002/joc.7937>
29. Bosilovich M. G. Regional climate and variability of NASA MERRA and recent reanalyses: U.S. summertime precipitation and temperature. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 2013; 52(8): 1939–1951. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-12-0291.1>
30. Tilinina N., Gulev S.K., Rudeva I., Koltermann K.P. Comparing cyclone life cycle characteristics and their interannual variability in different reanalyses. *J. Clim.* 2013; 26: 6419–6438. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00777.1>
31. Bentamy A., Piollé J.F., Grouazel A., Danielson R., Gulev S., Paul F., Azelmat H., Mathieu P.P., von Schuckmann K., Sathyendranath S., Evers-King H., Esau I., Johannessen J.A., Clayson C.A., Pinker R.T., Grodsky S.A., Bourassa M., Smith S.R., Haines K., Valdivieso M., Josey S.A. Review and assessment of latent and sensible heat flux accuracy over the global oceans. *Remote Sens. Environ.* 2017; 201: 196–218. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.08.016>
32. Schubert S.D., Chang Y., DeAngelis A.M., Koster R.D., Lim Y., Wang H. Exceptional warmth in the Northern Hemisphere during January–March of 2020: The roles of unforced and forced modes of atmospheric variability. *J. Clim.* 2022; 35(8): 2565–2584. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-21-0291.1>
33. Taszarek M., Pilguy N., Allen J.T., Gensini V., Brooks H.E., Szuster P. Comparison of convective parameters derived from ERA5 and MERRA-2 with Rawinsonde data over Europe and North America. *J. Climate*. 2021; 34: 3211–3237. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0484.1>
34. Koster R.D., McCarty W., Coy L., Gelaro R., Huang A., Merkova D., Smith E.B., Sienkiewicz M., Wargan K. MERRA-2 input observations: summary and assessment. In: Randal D. Koster (ed.) *Technical report series on global modeling and data assimilation*. NASA/TM-2016-104606. 2016; 46. 51 p. <https://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/20160014544.pdf>. (accessed: 20.11.2023)
35. Shafiee M., Maadani O., Cobo J.H. Comparison between MERRA-2 and CWEDS for use in pavement mechanistic-empirical design in Canada. *Canadian Journal of Civil Engineering*. 2023; 50(9). <https://doi.org/10.1139/cjce-2022-0384>

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ GLACIOLOGY AND CRYOLOGY OF THE EARTH

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-486-500>
УДК 551.343+551.435.627



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL PAPER

Классификация криогенно-оползневых форм рельефа для целей картографирования и прогноза

М.О. Лейбман^{1,2✉}, А.И. Кизяков³, Н.Б. Нестерова^{2,4,5}, И.И. Тарасевич^{1,2,3}

¹ Институт криосферы Земли Тюменского научного центра СО РАН, Тюмень, Россия

² Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

³ Московский государственный университет им.М.В. Ломоносова, Москва, Россия

⁴ Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера,
отделение в Потсдаме, Германия

⁵ Университет Потсдама, Германия

✉ molejbman@utmn.ru

ID МОЛ, 0000-0003-4634-6413; АИК, 0000-0003-4912-1850; НБН, 0000-0001-7055-9852;
ИИТ, 0000-0002-7581-731X

Аннотация. Разработана классификация криогенно-оползневых форм рельефа, сформированных криогенными оползнями течения (КОТФР), для картографирования их распространения и динамики. В основе лежит значительный объем полевых исследований и интерпретации данных дистанционного зондирования Земли. Классификация включает генетические, морфологические и криолитологические особенности пород, определяющие морфологию и динамику КОТФР, их положение в рельефе, степень их активности, сочетание и комплексирование единичных КОТФР. Предложенная классификация и индикационные признаки используются для картографирования КОТФР на севере Западной Сибири.

Ключевые слова: классификация, криогенное оползнение, оползень течения, подземный лед, термотерраса, термоцирк, формы рельефа

Для цитирования: Лейбман М.О., Кизяков А.И., Нестерова Н.Б., Тарасевич И.И. Классификация криогенно-оползневых форм рельефа для целей картографирования и прогноза. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2023; 69(4): 486–500. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-486-500>

Поступила 23.10.2023

После переработки 17.11.2023

Принята 17.11.2023

Classification of cryogenic-landslide landforms for mapping and prediction

Marina O. Leibman^{1,2✉}, Alexander I. Kizyakov³, Nina B. Nesterova^{2,4,5},
Ilya I. Tarasevich^{1,2,3}

¹ Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tyumen, Russia

² University of Tyumen, Tyumen, Russia

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

⁴ Alfred Wegener Institute on polar and marine research, Potsdam Unit, Germany

⁵ University of Potsdam, Germany

✉ moleibman@utmn.ru

DOI: 10.30758/0555-2648-2023-69-4-486-500
MOL, 0000-0003-4634-6413; AIK, 0000-0003-4912-1850; NBN, 0000-0001-7055-9852;
IIT, 0000-0002-7581-731X

Abstract. A classification of cryogenic-landslide landforms is developed for mapping their distribution and dynamics. It is based on the previously suggested classification subdividing cryogenic landsliding into two main types: cryogenic translational landslides (or active-layer detachment slides), and cryogenic earth flows (or retrogressive thaw slumps). The increased proportion of retrogressive thaw slumps compared to active layer detachments in the North of West Siberia in the last decade creates the need for an expanded classification of cryogenic earth flows. One of the important issues is separating the process of landsliding and resulting landforms, which in English are covered by one term ‘retrogressive thaw slump’. In dealing with the landforms, we distinguish (1) open and (2) closed ones. Open cryogenic-landslide landforms are those formed by the retreating of the coast bluff due to the thaw of ice or ice-rich deposits with an additional impact from wave or stream action. Closed cryogenic-landslide landforms are those initiated on a slope landward, and thawed material is delivered to the coast or stream through an erosional channel. Morphologically we distinguish thermocirques and thermoterraces depending on the shape of the retreating headwall, crescent or linear, respectively. An important issue is the type of ground ice subjected to thaw: tabular, ice-wedge or constitutional ground ice are distinguished. Landforms can be active, stabilized or ancient. One can find both single landforms and their combination. The classification is based on a significant amount of field studies and interpretation of remote sensing data. Mapping of the cryogenic-landslide landforms is suggested using the proposed classification and indication features. The classification is based on the experience obtained mainly in the north of West Siberia. Applying it to other regions may require additional studies.

Keywords: classification, cryogenic landsliding, ground ice, landform, retrogressive-thaw slump, thermocirque, thermoterrace

For citation: Leibman M.O., Kizyakov A.I., Nesterova N.B., Tarasevich I.I. Classification of cryogenic-landslide landforms for mapping and prediction. *Arctic and Antarctic Research*. 2023; 69 (4): 486–500. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-486-500>

Received 23.10.2023

Revised 17.11.2023

Accepted 17.11.2023

Введение

Известна и широко обсуждается активизация криогенных процессов, связанных с вытаиванием разных типов подземных льдов на фоне тренда повышения температуры воздуха. К таким процессам, в частности, относится криогенное оползание. Ранее, на основе изучения склоновых и береговых процессов западной части Российской Арктики, мы предложили классификацию криогенного оползания, связанного с вы-

таиванием подземного льда, основанную на причинах, триггерах и механизмах его активизации [1, 2]. На верхнем уровне классификации выделены криогенные оползни скольжения (КОС), связанные с вытаиванием льда в основании сезонно-талого слоя, и криогенные оползни течения (КОТ), связанные с вытаиванием залежеобразующих подземных льдов из толщи многолетнемерзлых пород. КОТ преобладали на морских побережьях и формировали специфические формы рельефа — термоцирки и термотеррасы [3], в то время как КОС преобладали вдали от побережий [2]. КОТ в глубине суши формировались локально только на берегах рек и крупных озер при дополнительном участии речной эрозии и озерной абразии, в то время как КОС были распространены повсеместно. Мы предположили, что со временем возможна смена типа процесса с КОС на КОТ в ложах оползневых цирков, а также и на стабильных склонах. Причиной этого может быть увеличение глубины протаивания или снос материала, связанный с активизацией деструктивных процессов на склонах (эрозия, нивация, солифлюкция, десерпция). В результате зона протаивания достигает кровли подземного залежеобразующего льда.

Последнее десятилетие с повторяющимися экстремально теплыми годами характеризуется резким увеличением числа КОТ [4–8]. В результате преобладающий генетический тип криогенного оползания изменился, в активной фазе после 2012 г. преобладают КОТ, соответствующие формы рельефа назовем КОТФР. Основным фактором пространственного распространения этого процесса является глубина залегания залежеобразующих подземных льдов [9]. Помимо анализа причин и триггеров процесса криогенного оползания потребовалось обновить также представления о результирующих формах рельефа, образованных КОС (КОСФР) и/или КОТФР, поскольку появилось множество новых публикаций с их описанием. Динамика публикационной активности по теме изучения КОТФР за последние 25 лет выглядит так: за период 1998–2011 гг. публиковалось примерно по 3 статьи в год, за период 2012–2019 — в среднем по 10 статей в год, а за период 2020–2022 гг. — уже по 23 статьи в год. Наибольшая часть публикаций посвящена вопросам применения данных дистанционного зондирования Земли (ДДЗЗ) для картографирования КОТФР.

Анализ публикаций показал, что существует значительная терминологическая неопределенность как в русскоязычных статьях, так и в англоязычных. Разные научные группы пользуются разными терминами для обозначения одних и тех же объектов. КОТФР, как и процесс их формирования, в зарубежных работах именуются, как правило, *retrogressive thaw slumps* (RTS).

В последние годы в зарубежной литературе предпринимаются ограниченные попытки описания свойств выделяемых объектов и назначения им терминов (например, [10]). В большей части работ, посвященных картографированию RTS, основное внимание уделяется техническим вопросам их оконтуривания на космических снимках. Отмечается неточность в автоматическом выделении RTS, и предлагаются методы оценки и преодоления погрешностей [11–13].

Основным дешифровочным признаком RTS является смещение в пространстве отступающей стенки, устанавливаемое путем сопоставления разновременных ДДЗЗ. С уверенностью на снимке опознается только активная бровка, которая индицируется по значительной разнице спектральных характеристик по сравнению со стабильной поверхностью [11]. Поэтому автоматизированный метод картографирования активных RTS основывается на спектральных характеристиках космических снимков,

например Landsat [14]. Так как активная зона RTS представляет собой оголенную поверхность талых пород, лишенную растительного покрова, она легко определяется по спектральным характеристикам на синтезированном изображении в ложных цветах [14]. При дешифрировании учитывают видимые элементы изображения, такие как цвет, форма, оттенок, текстура, общая обстановка, а также морфометрия объектов выделения: стенка отрыва, боковые стенки, ложе и т. п. [14]. Применяют методы глубокого обучения [13], а также комплекс методов автоматизированного и ручного выделения RTS, подкрепленного полевыми данными [15, 16]. Установлено, что достаточная точность идентификации RTS достигается только в районах, для которых на основе полевых данных создается обучающая база [15]. Модель глубокого обучения оказалась менее достоверной для новых районов, к которым она применялась без локального обучения. Помимо идентификации RTS стоят и другие задачи, например определение площади и динамики конкретных объектов. В этом случае в [15] признают, что предпочтительно ручное оконтуривание. Существуют технические приемы идентификации нарушений поверхности КОТ. К ним относятся голубоватый оттенок на специально обработанных приемом tasseled cap снимках, характеризующих переход от заросших к влажным поверхностям, видимое углубление на цифровой модели рельефа, видимое оползневое нарушение на снимке сверхвысокого пространственного разрешения [16]. Несмотря на активные исследования, вопрос идентификации КОТФР, находящихся в стабилизированном состоянии, остается нерешенным.

Проблема отсутствия как общепризнанной классификации картографируемого явления, так и общепризнанной методики ручного выделения RTS вскрыта в эксперименте, проведенном в [17]. Объекты оконтуривались на фрагментах снимков для участка в Канаде и участка в России разными экспертами. Достаточно хорошие результаты получены при выделении активных RTS по пластовым льдам, имеющих специфическую серповидную форму, на канадском участке. Большие отличия выявлены при оконтуривании потока из КОТФР и при выделении заросших (стабилизировавшихся) частей КОТФР разными исследователями. Значительные расхождения в контурах получены для участка с КОТФР по полигонально-жильным льдам, преимущественно прямолинейной формы, на российском участке. Некоторые исследователи выделили формы иного происхождения, чем КОТФР, и не выделили некоторые установленные в поле КОТФР. Вывод авторов — необходима стандартизация процедур по оконтуриванию КОТФР, чтобы успешно расширить процедуры их автоматизированного картографирования на всю Арктику.

Основным заключением на основе имеющихся публикаций является то, что наиболее достоверно можно идентифицировать КОТФР в активной стадии, когда опознается крутая стенка отрыва и оголенная влажная поверхность скольжения. Очень много затруднений возникает с определением контуров стабилизировавшейся (сухой) или покрытой растительностью КОТФР. Это ограничивает возможности прогноза оценки активизации КОТ на более-менее длительный период времени. Часто также упускаются формы с линейной (невогнутой) стенкой отрыва, достаточно часто встречающейся, хотя и реже, чем с серповидной. Однако для решения задач определения площади КОТФР, а затем и пораженности (по соотношению численности или площади КОТФР и ненарушенной поверхности), а также динамики этих показателей во времени необходимо выделять и древние, и стабилизировавшиеся, и активные формы, а также их соотношение на каждый временной срез.

Идентификация КОТФР на местности в процессе полевой съемки не вызывает трудностей. Однако применение методов идентификации и картографирования КОТФР с использованием ДДЗЗ, включающих материалы спутниковой съемки и аэрофотосъемки, требует разработки признаков, по которым следует идентифицировать КОТФР и элементы этой формы не только в автоматизированном, но даже и в ручном режиме.

Картографирование КОТФР предпринималось неоднократно, в том числе последние 12 лет, после значительной активизации криогенного оползания по подземным льдам [16, 18–21]. Мы проанализировали более 3000 КОТФР на севере Западной Сибири, часть которых подверглась статистической обработке [7, 22], некоторые обследованы также и при полевой съемке [5]. На основе новых полевых и дистанционных материалов, на фоне наблюдающихся природных изменений, а также вследствие отсутствия установившейся терминологии, мы предлагаем новую подробную классификацию КОТФР. Она призвана способствовать унификации подходов к картографированию этих опасных явлений, возможности сопоставления данных, полученных разными исследователями, и их сведения в единую базу.

Методы и подходы

Опыт показывает, что картографирование следует проводить в несколько этапов. На начальном этапе сопоставлялись спутниковые изображения КОТФР на снимках высокого пространственного разрешения с БПЛА-изображениями, наземными фотографиями и полевыми описаниями на ключевых участках. Также оценивались те свойства изображений, которые не выражаются на ДДЗЗ меньшего разрешения. Выявлялись индикаторы разных стадий развития процесса, в том числе на основе обобщения опыта предыдущих исследований. Облик КОТФР, фиксируемый на снимках, в значительной степени зависит от времени последней активизации, степени затухания, выколаживания, заполнения осадками или, наоборот, углубления ложа под действием термокарста и его разрушения термоэрозией. Важнейшим индикатором стадии развития КОТФР является степень восстановления растительности после нарушения. Таким образом, через отличные от исходных растительные ассоциации (преобладание травянистой растительности над мохово-кустарниковой, разреженный маломощный мохово-лишайниковый покров и пр.) при картографировании удастся оценить и общее число КОТФР независимо от стадии развития, и число КОТФР разного возраста/активности. Поскольку в природе могут существовать не только отдельные единичные КОТФР, но и их слившиеся или объединившиеся в кластеры формы, а также КОТФР разного возраста активизации в пределах единого контура, то и эти признаки рассмотрены в рамках классификации.

Предлагаемая детальная классификация ограничивается формами рельефа, образованными КОТ и обозначенными нами как КОТФР. Их отдельное от криогенных оползней скольжения (КОС) рассмотрение связано с тем, что КОС и сформированные ими формы рельефа (КОСФР) развиваются крайне медленно, в течение столетий [1]. В случае если они вскрывают подземные льды, их следует уже рассматривать как триггеры КОТ, которые динамично развиваются и множатся, увеличивая размеры образующихся в течение нескольких последовательных лет или десятков лет КОТФР.

Описание криогенно-оползневых форм рельефа

Генетические типы КОТФР по залежеобразующим льдам. Открытые и закрытые формы отличаются по условиям вскрытия льда/льdistых пород (рис. 1): закрытые КОТФР образуются в условиях вскрытия подземных льдов или льdistых пород в глубине суши, оттаивающий материал стекает в виде потоков по эрозионным ложбинам к базису эрозии (берегу моря, озера, реки или перегибу склона) (см. рис. 1а). Такие формы чаще имеют серповидную бровку, реже — линейную. Открытые КОТФР образуются в условиях начального вскрытия подземных льдов непосредственно в береговых уступах (моря, озера, реки), оттаивающий материал стекает в виде потоков непосредственно к базису эрозии (см. рис. 1б). Чаще имеют линейную бровку, редко — серповидную.

Каждая из этих КОТФР может быть образована единичным оползнем течения, который еще не развился в полноценную форму или стабилизируется, не получив дальнейшего развития. Такие КОТФР называем эмбриональными.

Каждая КОТФР развивается во времени, проходя через стадии зарождения, расширения, зрелости, затухания, стабилизации, консервации и новой активизации. Это продолжается до тех пор, пока не выработается полностью ледяная залежь или исходная положительная форма рельефа, например [1, с. 85–86].

Строение и элементы КОТФР. Описываемые КОТФР, главным образом расположенные на берегах, могут иметь две отступающие стенки и соответствующие им бровки: задняя (тыловая) стенка отрыва и верхняя бровка расположены выше по склону на удалении от базиса эрозии; нижний уступ (уступ к пляжу/руслу) обращен непосредственно к базису эрозии, и ему соответствует нижняя бровка (см. рис. 1а). Нижний уступ может отсутствовать, например, если лед залегаet ниже базиса эрозии и ложе КОТФР снижается в результате термоэрозии или термокарста. Это в наибольшей степени характерно для условий морского побережья (см. рис. 1б). По форме бровки выделяют

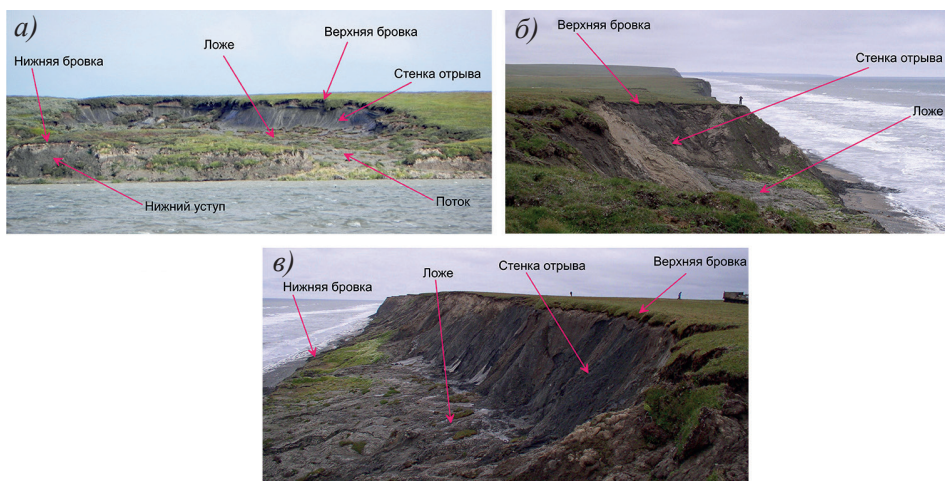


Рис. 1. Элементы строения закрытых термоцирков на полуострове Ямал (фото М.О. Лейбман)(а), открытых термоцирков (б) и термотеррас (в) на Югорском полуострове (фото А.И. Кизякова)
Fig. 1. Structural elements of the closed thermocirques, Yamal peninsula (photo by M. Leibman) (а), open thermocirques (б), and thermoterraces (в), Yugorsky peninsula (photo by A. Kizyakov)

термоцирки (ТЦ) и термотеррасы (ТТ). Бровка ТЦ характеризуется подковообразной формой. У закрытых КОТФР такая форма преобладает (см. рис. 1а), но может встречаться и у открытых КОТФР (см. рис. 1б). Бровка ТТ — линейная (см. рис. 1в). У открытых КОТФР встречаются и подковообразная и линейная формы бровки, но линейная чаще.

Большим разнообразием отличается нижняя граница КОТФР. Это связано со значительной динамичностью этой формы не только в течение нескольких лет, но и нескольких дней, особенно на морских побережьях. Когда поток из КОТФР спускается в воду моря, озера, реки, мы предлагаем принять за нижнюю границу КОТФР урез воды. В случае «висячей» формы нижняя граница КОТФР определяется границей потока, представленного либо влажной, либо уже сухой породой, наложенного на ненарушенную поверхность склона, в случае активной формы. Нижняя граница определяется по видимой деформации поверхности, отличающейся также по характеру растительности в случае стабильной формы.

Тип залежеобразующего или текстурообразующего льда (криолитологический разрез) определяет размер, строение, скорость развития и затухания КОТФР, объем выносимого материала. В классификации мы выделяем КОТФР по залежеобразующему льду (пластовому или полигонально-жильному) и по текстурообразующему льду (рис. 2).

Характеристика типа льда может быть достоверно (в поле, при бурении) или предположительно описана количественно — это мощность или видимая мощность льда или сильнольдистого горизонта, глубина от поверхности, макрольдистость

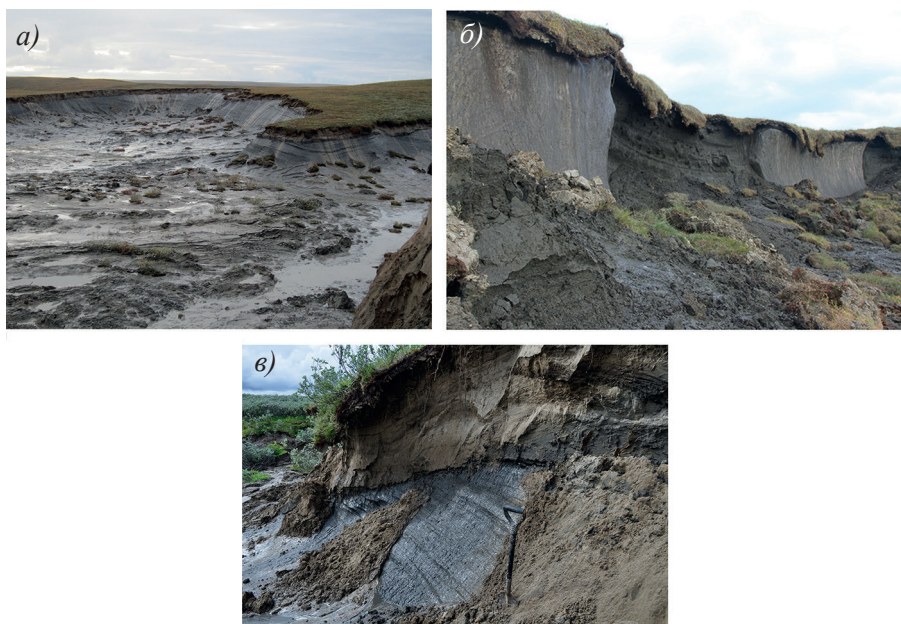


Рис. 2. Типы подземного льда в стенках КОТФР: а) пластовые на полуострове Ямал (фото Ю.А. Дворникова); б) полигонально-жильные на Быковском полуострове (фото А.И. Кизякова); в) текстурообразующие на полуострове Ямал (фото М.О. Лейбман)

Fig. 2. Types of ground ice in the headwall of RTS: а) tabular ice, Yamal peninsula (photo by Yu. Dvornikov); б) polygonal ice wedges, Bykovsky peninsula (photo by A. Kizyakov); в) constitutional, Yamal peninsula (photo by M. Leibman)

и объемная льдистость во вскрытой толще (соотношение льда и вмещающей породы в видимом разрезе).

Положение в рельефе (особенности базиса эрозии) определяет различие КОТФР, спускающихся к берегу моря, к берегу озера, к берегу реки, к временному водотоку (талъвегу оврага), а также не выходящих за пределы склона (так называемые «висячие» КОТФР) (рис. 3).

КОТФР на морском побережье поставляют материал в море, либо непосредственно (открытые КОТФР), либо через выводящие овраги (закрытые КОТФР) (см. рис. 3а и б).

КОТФР, расположенные на склонах долин, на берегах постоянных и временных водотоков, отличаются тем, что первичное поступление материала осуществляется в эрозионную и речную сеть и только опосредованно попадает в море (см. рис. 3в). В таких условиях открытые КОТФР практически не встречаются.

У КОТФР, расположенных на берегах озер, первичное поступление материала направлено в озеро и материал оседает в нем. Возможно, в случае если озеро прочное, часть материала может попасть в дренажную сеть (см. рис. 3г).

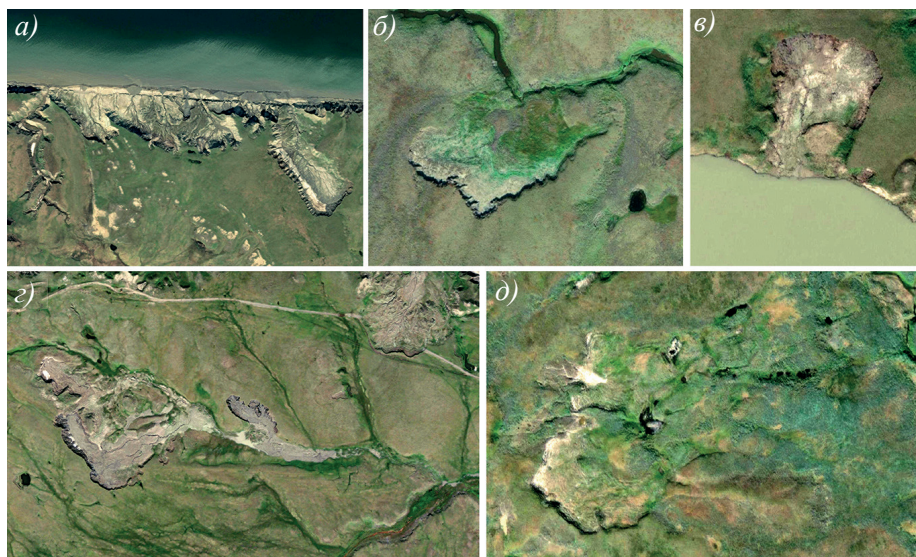


Рис. 3. Примеры положения КОТФР в рельефе (вынос материала к базису эрозии): а) непосредственно на морском побережье с выносом в море, побережье Карского моря, Югорский п-ов; б) на берегах постоянных и временных водотоков с выносом в русло, окрестности оз. Нейто, Центральный Ямал; в) на берегах озер с выносом в озеро, Восточный Гыдан; г) в глубине суши с выносом материала через выводящие овраги, район р. Первая Песчаная, Югорский п-ов; д) на склонах междуречий («висячие» потоки), междуречье рек Харасавэйяха и Ябтояха, Центральный Ямал

Fig. 3. Examples of RTS position in the relief (relative to the base level of erosion: а) directly on the sea coast, delivery into the sea, Kara sea coast, Yugorsky peninsula; б) on the stream banks and ravine slopes, delivery into the channel, Neito lake area, central Yamal peninsula; в) on the lake shores, delivery into the lake, eastern Gydan peninsula; г) inland, delivery through the erosion channel, Pervaya Peschanaya river area, Yugorsky peninsula; д) debris tongue hanging on the slope, Kharasavey-Yakha and Yabto-Yakha watershed, central Yamal peninsula

«Висячие» КОТФР, расположенные на склонах междуречий, не достигают гидросети, выносимый материал перехватывается эрозионными потоками, образовавшимися в ложе КОТФР (см. рис. 3д) и разгружающимися непосредственно на склоне.

Положение в рельефе может быть описано количественно через расстояние до базиса эрозии, высоту бровки ложа и/или фронтального уступа над базисом эрозии и длину потока активной КОТФР от границы ложа до базиса эрозии.

Степень активности. Мы выделяем четыре степени активности КОТФР: активная, частично активная, стабильная и древняя (рис. 4). Активная КОТФР выделяется в том случае, когда вся бровка оконтуривает обнажение льда или сильнольдистых пород, отступающая стенка отрыва не перекрыта оползающими и обрушающимися породами. В этом случае ложе КОТФР, как правило, перекрыто потоками оттаявшего материала. Частично активная КОТФР выделяется, когда в контуре видимой выделенной бровки только часть стенки несет следы свежих обнажений льда. В этом случае ложе КОТФР может быть частично перекрыто потоками и частично сухой, а возможно, и частично заросшей поверхностью. Стабильная КОТФР характеризуется отсутствием обнажения под бровкой, сухой и/или частично заросшей поверхностью ложа. Древняя КОТФР полностью задернованная, однако отличается от окружающего ландшафта составом растительности, наличием сглаженной бровки и расположением на вогнутом склоне. Следует учитывать, что степень активности — это динамичный показатель и его определение относится к каждому отдельному временному срезу. По нашим наблюдениям, КОТФР может перейти от активного состояния к частично актив-

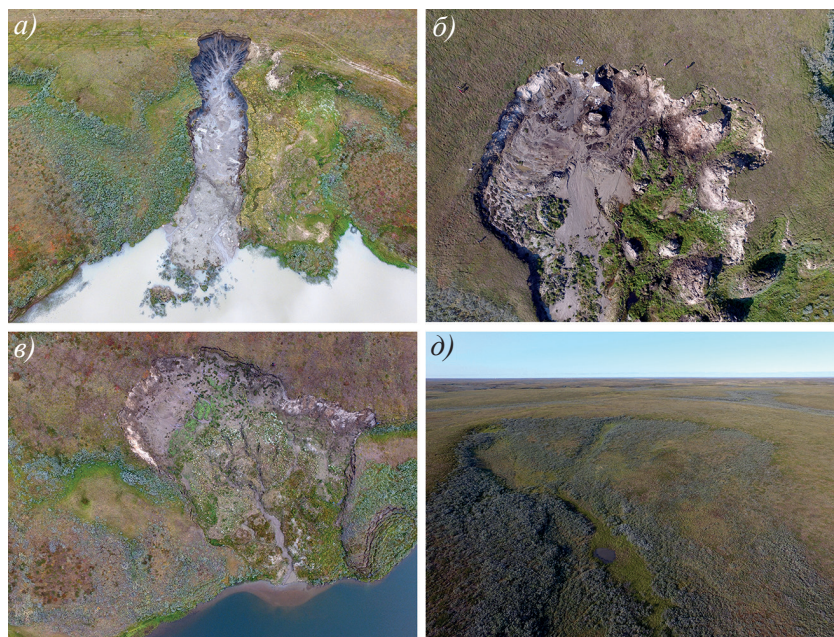


Рис. 4. Примеры КОТФР по степени активности на полуострове Ямал: а) активная; б) частично активная; в) стабильная; г) древняя (фото с БПЛА А.В. Хомутова)

Fig. 4. Examples of RTS by degree of activity on Yamal peninsula: а) active; б) partially active; в) stable; г) ancient (photo from UAV by A. Khomutov)

ному и потом к стабильному за несколько лет, а полностью зарастить за несколько десятков лет.

Степень активности может быть описана количественно через протяженность активной бровки, процентное соотношение активной и стабильной бровок, высоту и протяженность отступающей стенки КОТФР, соотношение протяженности и высоты и отступающей и стабильной стенок КОТФР, как правило, по полевым данным. Важнейшие показатели — площадь незадернованного ложа, соотношение площади влажного и сухого, оголенного и заросшего участков ложа (по результатам как полевой, так и дистанционной съемок).

Сложные КОТФР. Помимо отдельных (единичных) КОТФР встречаются группы КОТФР, которые в зависимости от типа и расположения в пространстве мы разделяем на кластеры, комплексы и сочетания (рис. 5). Наблюдаются такие варианты: несколько КОТФР разного генезиса, очертания, размера и активности, разделенные узкой стабильной перемычкой или касающиеся бортами, — это кластер (см. рис. 5а); в контуре крупной древней формы расположены одна или несколько новых активных форм — это комплекс (см. рис. 5б); термоцирк и термотерраса в пределах одной бровки — сочетание (см. рис. 5в).

Количественно такие формы могут описываться через число элементов в кластере и комплексе, соотношение КОТФР разной степени активности, разного размера (площади), число и соотношение элементов разного генезиса и активности в сочетании.

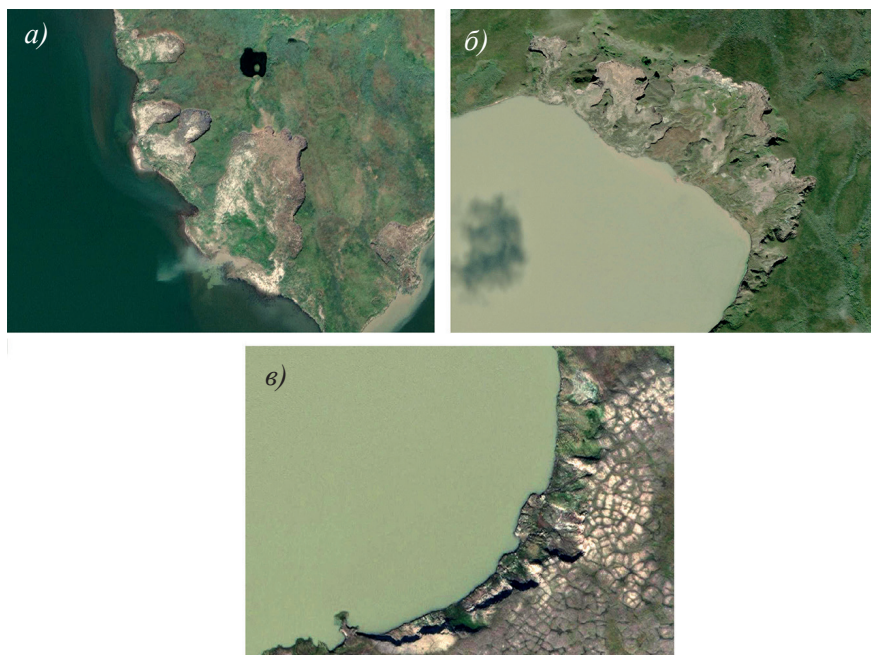


Рис. 5. Примеры ассоциаций КОТФР на севере Западной Сибири: а) кластер (Центральный Гыдан); б) комплекс (Западный Ямал); в) сочетание (окрестности м/с Марресале, Западный Ямал)
Fig. 5. Examples of RTS associations in the West-Siberian North: а) a cluster (central Gydan peninsula); б) a complex (western Yamal peninsula); в) combination (Marresale weather station area, western Yamal peninsula)

Классификация КОТФР

Выделенные классификационные основания могут быть сведены в систему (табл.).

Таблица

Классификационная схема КОТФР

Table

RTS classification scheme

Генетический тип КОТФР	Условия формирования	Морфология
Закрытая	Заложена в глубине суши. Оползневая масса перемещается к базису эрозии через выводной канал	Бровка чаще выгнута в глубь суши, редко — линейная. Образована несколькими разнонаправленными оползнями течения
Эмбриональная закрытая		Образована единичным оползнем течения
Открытая	Заложена в береговом уступе. Оползневая масса перемещается к базису эрозии напрямую	Бровка чаще линейная, иногда выгнута в глубь суши. Образована несколькими оползнями течения, направленными перпендикулярно к базису эрозии, иногда — разнонаправленными
Эмбриональная открытая		Образована единичным оползнем течения
Тип льда	Степень активности	Ассоциации
Пластовый	Активная	Кластер
Полигонально-жильный	Частично активная	Комплекс
Текстурообразующий	Стабильная	Сочетание
Смешанного типа	Древняя	Отдельная форма

Дискуссия. Опыт применения классификации для картографирования

Для использования предложенной классификации при картографировании КОТФР составлена индикационная таблица, распределенная на рис. 1–5.

Алгоритм картографирования КОТФР как на местности, так и на основе интерпретации ДДЗЗ включает выявление вогнутого склона и элементов КОТФР: выраженной в рельефе бровки; стенки отрыва; ложа и грязевого потока, выходящего за пределы ложа на ненарушенную поверхность или в водный объект. На космических снимках среднего и низкого пространственного разрешения удастся выделить только суммарную зону нарушения без разделения на элементы [6, 7]. При низком разрешении снимков и скоплении КОТФР их удастся выделить только в одном контуре, ограниченном общей бровкой.

В литературе, как правило, объем таких понятий, как бровка, отступающая стенка, ложе, поток талого материала, фронтальный уступ, авторы не уточняют и основания их выделения не приводят, предполагая их очевидными при ручной рисовке и задавая условия только для автоматизированного выделения. Так, в работе [6] площади КОТФР определялись по числу пикселей спутникового снимка Landsat, соответствующих по спектральным характеристикам активным зонам ТЦ с отступающей стенкой отрыва. Эти площади сопоставлялись с результатами оцифровки более детальных космических снимков и принятых авторами как достоверные.

Более подробно методика оконтуривания КОТФР на побережье моря Бофорта описана в [23]: активные КОТФР характеризуются крутыми стенками отрыва, в которых обнажаются сильнольдистые породы, ложем с тальми отложениями и врезанными оврагами. Стабильные КОТФР отличают пологие покрытые растительностью стенки отрыва, ложе также покрыто растительностью, и отсутствуют видимые активные системы оврагов.

С этим утверждением можно поспорить, так как, сформировавшись благодаря талой воде из активной стенки, овраги часто продолжают развиваться за счет воды из сезонно-талого слоя, летних атмосферных осадков, а также вод снежников, долго сохраняющихся в основании стенки отрыва, например, как на снимке (см. рис. 3в). В то же время в активной фазе овражная сеть может и не сформироваться, например, как на фото (см. рис. 1а), если преобладает плоскостной сток или если недостаточный объем льда приводит к формированию вязкопластических потоков, ограничивающих термоэрозию.

Авторы работы [10] отметили необходимость принять решение об оконтуривании бровки, которая осложнена системой параллельных уступу трещин, до их обрушения/сползания. Авторы проводили границу бровки по наиболее удаленной от обрыва трещине и сделали вывод о преимуществе применения ручного оконтуривания на детальных аэрофотоснимках для таких случаев.

На наших площадках мы все же сочли правильным оконтуривание стенки отрыва по краю массива без учета блоков, отчлененных трещинами [1].

В [24] рассматривают динамику RTS на морских берегах с содержанием в разрезе пластовых, полигонально-жильных и текстурообразующих льдов. К признакам RTS по подземным льдам отнесли С-образную форму, крутую стенку отрыва и плоское или бугристое ложе, оголенное или слабо заросшее растительностью, при полном отсутствии полигональных форм, характерных для окружающей тундры. В более крупных RTS в поверхность скольжения врезаны эрозионные ложбины. В зависимости от даты съемки уступы могут подчеркиваться летующими снежниками. Перечисленные показатели отличают КОТ (Retrogressive thaw slumps) от КОС (Active layer detachment slides). По данным авторов статьи, вторые имеют меньшие размеры, наблюдаются на более крутых склонах параллельно склону, отсутствует четкая стенка отрыва и в основании наблюдается сползшая дернина.

По нашим наблюдениям на Ямале, КОС имеют размеры как больше, так и меньше КОТ, характеризуются на протяжении многих лет после образования четкой стенкой отрыва, хотя и зарастающей, и формируются на значительно более пологих склонах, причем чем более пологий склон, тем крупнее КОС [1]. Основной морфологический признак для выделения этих двух типов криогенного оползания — это наличие, как указано в [24], тонкого, более или менее цельного оползневого тела, покрытого исходной растительностью, в то время как КОТ не оставляют после себя сколько-нибудь заметного оползневого тела, а в зоне транзита и разгрузки наблюдаются лишь более или менее вязкие потоки оттаявшего материала, образующие конусы выноса или полностью уходящие под воду.

Ввиду высокой динамичности КОТФР и для ее отражения необходимо классифицировать части одного объекта, имеющие разный возраст, степень зарастания и прогнозируемые тенденции дальнейшего развития. В [24] предложили классификацию картографируемых объектов по уровню активности и стадии, которую обозначил Вольф [25]. Уровень активности задан как активный, если есть обнажающаяся стенка со льдом, самая высокая в вершине бровки и снижающаяся к боковым

стенкам, и отсутствие растительности везде в пределах формы. Стабильный уровень характеризуется отсутствием обнаженной стенки и растительностью в ложе. Стадиям присваивались номера от более древней к более молодой форме.

По нашим полевым наблюдениям, часто невозможно четко отличить активную форму от стабильной в рамках этой классификации. Поэтому мы выделяем промежуточное состояние активности — частично активные КОТФР. Мы также ввели понятие «древние» КОТФР, весьма характерные для севера Западной Сибири. Они расположены на вогнутых склонах с полностью заросшими поверхностями, существенно отличающимися по растительным комплексам и составу пород верхней части разреза (супесчаных на ненарушенных склонах и глинистых на древних поверхностях скольжения) от окружающих склонов. Именно на таких поверхностях при резких температурных аномалиях возникают новые КОТФР.

Вместо предложенного в [24, 25] деления на стадии как образования новых форм в пределах старых, в нашей классификации мы предложили показывать стадийность через ассоциации КОТФР. Такой подход представляется более удобным для оценки состояния одного простого или комплексного объекта, за которым ведется наблюдение.

Заключение

Таким образом, анализ опубликованной литературы и собственные данные полевых и дистанционных исследований КОТФР позволяют заключить следующее. Все исследователи согласны с тем, что достаточно точно можно оконтурить и измерить параметры активных форм рельефа, связанных с вытаиванием подземных льдов на склонах. Наиболее точные результаты получены при наличии данных полевых измерений или дешифрирования снимков сверхвысокого пространственного разрешения, используемых для обучения при автоматизированном дешифрировании.

Различаются подходы к классифицированию, основанному на опыте полевых исследований в разных регионах с преобладанием разных форм и размеров ледяных залежей.

Мы предлагаем классификацию, наследующую, продолжающую и уточняющую ранее предложенную схему криогенного оползания, наиболее пригодную для картографирования на севере Западной Сибири. Применимость для других регионов может потребовать адаптации и возможного расширения классификации.

Конфликт интересов. Авторы статьи не имеют конфликта интересов.

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00644.

Competing interests. Authors declare no conflict of interests.

Funding. The study was funded by the Russian Science Foundation, project number 22-27-00644.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. Лейбман М.О., Кизяков А.И. *Криогенные оползни Ямала и Югорского полуострова*. М.: Институт криосферы земли СО РАН; 2007. 206 с.
2. Leibman M., Khomutov A., Kizyakov A. Cryogenic landslides in the West-Siberian plain of Russia: classification, mechanisms, and landforms. In: W. Shan et al. (eds.). *Landslides in cold regions in the context of climate change. Environmental Science and Engineering*. Springer International Publishing, Switzerland; 2014. P. 143–162.
3. Кизяков А.И., Лейбман М.О., Передня Д.Д. Деструктивные рельефообразующие процессы побережий арктических равнин с пластовыми подземными льдами. *Криосфера Земли*. 2006; 10(2): 79–89.

- Kizyakov A.I., Leibman M.O., Perednya D.D. Destructive relief-forming processes on the Arctic Plains with tabular ground ice. *Kriosfera Zemli = Earth's Cryosphere*. 2006; 10(2): 79–89. (In Russ.)
4. Крицук Л.Н., Дубровин В.А., Ястреба Н.В. Результаты комплексного изучения динамики береговой зоны Карского моря в районе метеостанции Марре-Сале с использованием ГИС-технологий. *Криосфера Земли*. 2014; 18(4): 59–69.
- Kritsuk L.N., Dubrovin V.A., Yastreba N.V. Some results of integrated study of the Kara coastal dynamics in the Marre-Sale meteorological station area, with the use of GIS technologies. *Kriosfera Zemli = Earth's Cryosphere*. 2014; 18(4): 59–69. (In Russ.)
5. Khomutov A., Leibman M., Dvornikov Yu., Gubarkov A., Mullanurov D., Khairullin R. Activation of cryogenic earth flows and formation of thermocirques in Central Yamal as a result of climate fluctuations. In: Mikoš K., Vilimek V., Yin Y., Sassa K. (eds). *Advancing culture of living with landslides. VLF 2017*. Cham: Springer International Publishing AG; 2017. P. 209–216. https://doi.org/10.1007/978-3-319-53483-1_24
6. Lewkowicz A.G., Way R.G. Extremes of summer climate trigger thousands of thermokarst landslides in a high Arctic environment. *Nature Communications*. 2019; 10(1): 1329. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-09314-7>
7. Нестерова Н.Б., Хомутов А.В., Лейбман М.О., Сафонов Т.А., Белова Н.Г. Инвентаризация термоцирков на Севере Западной Сибири по данным мозаики спутниковых снимков 2016–2018 годов. *Криосфера Земли*. 2021; 25(6): 41–50. <https://doi.org/10.15372/KZ20210604>
- Nesterova N.B., Khomutov A.V., Leibman M.O., Safonov T.A., Belova N.G. The inventory of retrogressive thaw slumps (thermocirques) in the north of West Siberia based on 2016–2018 satellite imagery mosaic. *Kriosfera Zemli = Earth's Cryosphere*. 2021; 25(6): 41–50. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/KZ20210604>
8. Маслаков А.А., Кузякин Л.П., Комова Н.Н. Динамика развития термоцирка, вмещающего залежь пластового льда, вблизи села Лаврентия (Чукотский АО) за 2018–2021 гг. *Арктика и Антарктика*. 2021; (4): 32–46. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2021.4.37225>
- Maslakov A.A., Kusiakin L.P., Komova N.N. Dynamics of thermocirque, enclosing tabular ground ice, near the settlement Lavrentiy (Chukotsky Autonomus Okrug) in 2018–2021. *Arktika i Antarktika = Arctic and Antarctic*. 2021; (4): 32–46. (In Russ.) <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2021.4.37225>
9. Хомутов А.В., Лейбман М.О., Андреева М.В. Методика картографирования пластовых льдов центрального Ямала. *Вестник Тюменского государственного университета. Науки о Земле*. 2012; (7): 76–84.
- Khomutov A.V., Leibman M.O., Andreeva M.V. Methods of mapping tabular ground ice of Central Yamal. *Vestnik Tjumenskogo Gosudarstvennogo Universiteta, Nauki o Zemle = Tyumen State University Herald, Earth Sciences*. 2012; (7): 76–84. (In Russ.)
10. Swanson D.K., Nolan M. Growth of retrogressive thaw slumps in the Noatak Valley, Alaska, 2010–2016, measured by airborne photogrammetry. *Remote Sensing*. 2018; 10(7): 983. <https://doi.org/10.3390/rs10070983>
11. Mu C., Shang J., Zhang T., Fan C., Wang S., Peng X., Zhong W., Zhang F., Mu M., Jia L. Acceleration of thaw slump during 1997–2017 in the Qilian mountains of the Northern Qinghai-Tibetan plateau. *Landslides*. 2020; 17: 1051–1062. <https://doi.org/10.1007/s10346-020-01344-3>
12. Witharana C., Udawalpola M.R., Liljedahl A.K., Jones M.K.W., Jones B.M., Hasan A., Joshi D., Manos E. Automated detection of retrogressive thaw slumps in the High Arctic using high-resolution satellite imagery. *Remote Sensing*. 2022; 14(17): 4132. <https://doi.org/10.3390/rs14174132>
13. Xia Z., Huang L., Fan C., Jia S., Lin Z., Liu L., Luo J., Niu F., Zhang T. Retrogressive thaw slumps along the Qinghai-Tibet Engineering Corridor: A comprehensive inventory and their distribution characteristics. *Earth System Science Data*. 2022; 14(9): 3875–3887.

14. Runge A., Nitze I., Grosse G. Remote sensing annual dynamics of rapid permafrost thaw disturbances with LandTrendr. *Remote Sensing of Environment*. 2022; 268: 112752. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112752>
15. Huang L., Luo J., Lin Z., Niu F., Liu L. 2020 Using deep learning to map retrogressive thaw slumps in the Beiluhe region (Tibetan Plateau) from CubeSat images. *Remote Sensing of Environment*. 2020; 237: 111534. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.111534>
16. Nitze I., Heidler K., Barth S., Grosse G. Developing and testing a deep learning approach for mapping retrogressive thaw slumps. *Remote Sensing*. 2021; 13(21): 4294. <https://doi.org/10.3390/rs13214294>
17. Nitze I., van der Sluijs J., Barth S., Bernhard P., Huang L., Lara M., Nesterova N., Runge A., Ward Jones M., Witharana C., Xia Z., Kizyakov A., Veremeeva A., Liljedahl A., Dai C. An experiment to compare digitized labels of retrogressive thaw slumps by domain experts. European Conference on Permafrost. In: J.M. Fernández-Fernández, J. Bonsoms, J. García-Oteyza, M. Oliva (eds.) *EUCOP6, Book of abstracts. 18-22 June, 2023, Puigcerdà*. Puigcerdà: 2023. P. 214. <https://doi.org/10.52381/EUCOP6.abstracts.1>
18. Пижанкова Е.И. Термоденудация в береговой зоне Ляховских островов (результаты дешифрирования аэрокосмических снимков). *Криосфера Земли*. 2011; 15(3): 61–70.
Pizhankova E.I. Termodenudation in the coastal zone of the Lyakhovsky islands (interpretation of aerospace images). *Kriosfera Zemli = Earth's Cryosphere*. 2011; 15(3): 61–70. (In Russ.)
19. Segal R.A., Lantz T.C., Kokelj S.V. Acceleration of thaw slump activity in glaciated landscapes of the Western Canadian Arctic. *Environmental Research Letters*. 2016; 11(3): 034025. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/3/034025>
20. Hu B., Wu Y., Zhang X., Yang B., Chen J., Li H., Chen X., Chen Z. Monitoring the thaw slump-derived thermokarst in the Qinghai-Tibet plateau using satellite SAR interferometry. *Journal of Sensors*. 2019; 2019: 1698432. <https://doi.org/10.1155/2019/1698432>
21. Leibman M., Kizyakov A., Zhdanova Y., Sonyushkin A., Zimin M. Coastal retreat due to thermodenudation on the Yugorsky Peninsula, Russia during the last decade, update since 2001–2010. *Remote Sensing*. 2021; 13(20): 4042. <https://doi.org/10.3390/rs13204042>
22. Leibman M., Nesterova N., Altukhov M. Distribution and morphometry of thermocirques in the north of West Siberia. *Geosciences*. 2023; 13(6): 167. <https://doi.org/10.3390/geosciences13060167>
23. Ramage J.L., Irrgang A.M., Herzsuh U., Morgenstern A., Couture N., Lantuit H. Terrain controls on the occurrence of coastal retrogressive thaw slumps along the Yukon Coast, Canada. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2017; 122(9): 1619–1634. <https://doi.org/10.1002/2017JF004231>
24. Lantuit H., Pollard W.H. Fifty years of coastal erosion and retrogressive thaw slump activity on Herschel Island, Southern Beaufort Sea, Yukon Territory, Canada. *Geomorphology*. 2008; 95(1–2): 84–102. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.07.040>
25. Wolfe S.A., Kotler E., Dallimore S.R. Surficial characteristics and the distribution of thaw landforms (1970 to 1999), Shingle Point to Kay Point, Yukon Territory. *Geological Survey of Canada*. Open File 4115. 2001. <https://doi.org/10.4095/212842>

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ PAGES OF HISTORY

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-501-518>
УДК 551.467



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL PAPER

Изучение физических свойств льда в России и СССР (конец XIX в. — 1940 г.). Плотность и пористость льда

К.Е. Сазонов^{1,2✉}

¹ Крыловский государственный научный центр, Санкт-Петербург, Россия

² Санкт-Петербургский государственный морской технический университет,
Санкт-Петербург, Россия

✉ kirsaz@rambler.ru

ID КЕС, 0000-0003-3364-1309

Аннотация. В работе рассматривается развитие изучения в России и СССР (конец XIX в. – 1940 г.) важнейшей характеристики льда — его плотности. Показано, что российские ученые занялись изучением плотности льда лишь в самом конце XIX в., причем эти исследования часто проводились с прикладными целями, например работы Б.П. Вейнберга и его учеников в Томске в 1911–1914 гг. В СССР интерес к исследованиям возродился в конце 1920-х гг. и был связан с развитием исследований в полярных морях. Измерения плотности в основном осуществлялись методом гидростатического взвешивания. По просьбе Н.Н. Зубова и И.И. Месяцева в 1927 г. В.В. Шулейкин создал простой прибор, позволяющий выполнять процедуру определения плотности льда без взвешивания образца. В начале 1930-х гг. важным направлением исследований становится изучение пористости льда, целью которого было выяснение причин изменчивости экспериментальных данных о плотности льда. Для проведения исследований пористости В.В. Шулейкиным и В.И. Арнольд-Алябьевым были разработаны оригинальные приборы, которые обеспечили возможность изучения этих характеристик льда в экспедиционных условиях. Наибольшее распространение в практике полевых исследований получил прибор Арнольда-Алябьева. Плотность и пористость льда тесно связанные друг с другом физические величины, поэтому измерения пористости льда позволяли по полученным результатам вычислять его плотность. К концу 1930-х гг. измерение плотности льда становится стандартной процедурой при осуществлении ледовых исследований. Этому способствовала разработка во Всесоюзном арктическом институте под руководством Б.П. Вейнберга планов исследования льда на полярных станциях, которые включали изучение пористости и плотности.

Ключевые слова: В.И. Арнольд-Алябьев, Б.П. Вейнберг, Н.Н. Зубов, лабораторный лед, морской лед, плотность, пористость, пресный лед, удельный вес, В.В. Шулейкин

Для цитирования: Сазонов К.Е. Изучение физических свойств льда в России и СССР (конец XIX в. — 1940 г.). Плотность и пористость льда *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2023; 69(4): 501–518. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-501-518>

Поступила 22.08.2023

После переработки 17.10.2023

Принята 19.10.2023

Studies of ice physical properties in Russia and USSR (late XIXth century – 1940). Ice density and porosity

Kirill E. Sazonov^{1,2}✉

¹ Krylov State Research Centre, St. Petersburg, Russia

² St. Petersburg State Marine Technical University, St. Petersburg, Russia

✉kirsaz@rambler.ru

✉ KES, 0000-0003-3364-1309

Abstract. The paper deals with studies conducted in Russia and USSR of ice density, a most important characteristic of ice, and spans a period from the late XIXth century to 1940. It is shown that Russian scientists started their investigations of ice density only around the end of the XIX century, and those studies were often performed with specific applications in mind, e. g. works by B.P. Veinberg and his disciples in Tomsk in 1911–1914. In the USSR, there was a revival of interest in this kind of studies in the late 1920s in connection with explorations of the polar seas. Density measurements were mainly performed by hydrostatic weighing. At the request of N.N. Zubov and I.I. Mesyatsev in 1927 V.V. Shuleikin invented a simple instrument to measure ice density without weighing samples. In the early 1930s, ice porosity became an important field of research aimed at finding the causes of variance of experimental data on ice density. Ice porosity and density were studied using innovative devices developed by V.V. Shuleikin and V.I. Arnold-Alyabiev, which allowed studying ice properties in expedition conditions. The device developed by Arnold-Alyabiev found widespread use in field studies. Ice density and porosity are closely related physical quantities, therefore measuring the porosity of ice allowed researchers to estimate its density. By the end of the 1930s the ice density measurements had developed into a standard procedure of ice studies, which was due in large measure to the plans devised at the All-Union Arctic Institute headed by B.P. Veinberg to investigate ice at polar stations, which also included ice density and porosity studies.

Keywords: V.I. Arnold-Alyabiev, density, fresh-water ice, laboratory ice, porosity, sea ice, specific weight, V.V. Shuleikin, B.P. Veinberg, N.N. Zubov

For citation: Sazonov K.E. Studies of ice physical properties in Russia and USSR (late XIXth century – 1940). Ice density and porosity. *Arctic and Antarctic Research*. 2023; 69 (4): 501–518. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-501-518>

Received 22.08.2023

Revised 17.10.2023

Accepted 19.10.2023

Введение

Плотность является важнейшей характеристикой любого вещества, именно поэтому ее изучению уделяется большое внимание. С середины XIX в. в мире получила распространение техническая система единиц измерения, в которой основными механическими единицами были метр, килограмм-сила и секунда. В этой системе единиц плотность имела очень неудобную размерность $\text{кгс} \cdot \text{с}^2 \cdot \text{м}^{-4}$, поэтому в исследованиях, как правило, использовалось понятие удельного веса $\gamma = P/V$, P — вес, V — объем, с размерностью $\text{кгс} \cdot \text{м}^{-3}$. Часто исследователями использовался безразмерный относительный удельный вес, для которого в качестве единицы измерения принимался удельный вес пресной воды при температуре 4 °C. Все безразмерные значения удельного веса льда, встречающиеся в статье, являются относительными. Для относительных величин понятие удельного веса и плотности совпадают. Различные авторы использовали как один, так и другой термин, при этом опуская слово «относительный». Далее в статье мы будем пользоваться обоими терминами, в зависимости от терминологии, использованной автором рассматриваемой работы.

Среди других веществ изучался и удельный вес льда. В одной из своих монографий [1] известный канадский исследователь профессор Г. Барнес, живший на рубеже XIX–XX вв., указывает, что первый эксперимент по определению относительной плотности льда был выполнен Р. Бойлем в 1772 г. Им использовался лабораторный лед, намораживаемый во время проведения эксперимента из пресной воды. Определение удельного веса льда осуществлялось на основании измерения изменения объема льда по отношению к объему воды, из которой лед был приготовлен. Бойлем было получено значение удельного веса, равное 0,903. По мнению Барнеса, этот результат не имеет научного значения, т. к. при проведении эксперимента не был учтен целый ряд важных факторов, оказывающих на него влияние.

В книге Барнеса [1, с. 30–45] приведена подробная сводка зарубежных исследований плотности льда, выполненных до 1902 г. При этом подробно описаны применяемые экспериментальные методики, обсуждены их достоинства и недостатки. Особенностью всех приводимых результатов является то, что они получены либо для пресного льда естественного происхождения, либо для лабораторного льда, приготовленного из пресной воды. Данных о плотности морского льда не приводится.

Необходимо констатировать, что в России, как это ни странно, исследованиям льда до конца XIX в. практически не уделялось внимания. Были опубликованы лишь отдельные работы, посвященные в основном физико-географическому описанию ледяного покрова, а также описанию процессов замерзания и таяния льда. Ряд показательных примеров, демонстрирующих уровень осведомленности российских исследователей, в частности С.О. Макарова, о физических свойствах льда приведен в работе [2]. Однако бурное развитие, начиная со второй половины XIX в., железнодорожного транспорта и ледоколостроения создало предпосылки для начала исследований физических свойств льда в России.

Исследования дореволюционного периода

Судя по опубликованным источникам, первые измерения удельного веса льда в России были выполнены астрономом Б.П. Остащенко-Кудрявцевым под руководством С.О. Макарова во время первого плавания ледокола «Ермак» в Арктике [3, с. 412–417]. Для его определения из поднятой на палубу глыбы льда выпиливались бруски размером $5 \times 5 \times 20$ см, которые затем опускались вертикально в банку, заполненную морской водой. При этом проводились измерения возвышения бруска над уровнем воды для каждой из сторон. После этого брусок опускался в банку другим концом, и выполнялись те же измерения. Температура и удельный вес морской воды измерялись до и после наблюдений. Среднее значение измеренных величин использовалось для определения удельного веса льда x^1 по следующей формуле:

$$x = \Delta \frac{H}{H + h},$$

где Δ — удельный вес морской воды во время проведения опыта; H — глубина погружения бруска; h — возвышение бруска над уровнем воды в стакане.

¹ В статье используются обозначения физических величин, которые были приняты авторами разбираемых работ. В рассматриваемый период времени еще не существовало общепринятых единых обозначений для физических величин.



Рис. 1. Борис Петрович Вейнберг (1871–1942)

Fig. 1. Boris Petrovich Weinberg (1871–1942)

В результате исследований, которые выполнялись несколько дней с глыбами льда различного происхождения, было получено, что удельный вес льда, отнесенный к удельному весу дистиллированной воды при 4°C , изменяется в диапазоне от 0,846 до 0,936. Значения этой характеристики, полученные в экспедиции, в течение долгого времени считались минимальными для морского льда.

В 1903 г. вышла обзорная работа Н.А. Рынина «Ледорезы» [4], посвященная воздействию льда на опоры мостов. Во второй главе, где описаны виды и свойства льда, приводятся данные о его плотности. При этом для чистого речного льда приведен диапазон от 0,91677 до 0,9177 при 0°C без указания источника информации. Указанные значения обобщают результаты зарубежных исследований. Для морского льда приводится результат Бунзена 0,91674, а также со ссылкой на Макарова в качестве минимальной величины указывается значение 0,848.

Наиболее значимые результаты в измерениях удельного веса речного льда были получены в то время томским профессором Б.П. Вейнбергом (рис. 1) и его учениками в 1911–1914 гг. [5–8]. Исследования удельного веса и прочности льда, предпринятые Вейнбергом, были направлены на разработку программы и методов наблюдения, которые «могли бы дать материал для предсказания срока наступления ледохода...» [5, с. 1]. Для решения этой задачи Вейнберг решил следить лишь за некоторыми физическими характеристиками льда, которые характеризуются «в обычной речи словом “разрыхление”» [5, с. 1]. К таким характеристикам он отнес удельный вес и прочность на излом льда. Для проведения исследований им были сконструированы и изготовлены соответствующие приборы.

При создании прибора для определения удельного веса льда с самого начала большее внимание было уделено повышению точности измерений. Учитывая, что измеряемая величина удельного веса льда не может иметь значительного разброса, Вейнберг остановился на измерительной методике, включающей два измерения: веса куска льда на воздухе и веса того же куска, погруженного в жидкость, удельный вес которой незначительно отличается от удельного веса льда. Он подчеркивает, что такой метод позволяет увеличить точность измерения в случае, если для измерения веса куска льда в жидкости использовать более чувствительные весы, чем при взвешивании на воздухе. По его мнению, «точность определения удельного веса куска

льда почти равна точности определения удельного веса жидкости» [5, с. 1]. Для расчетов удельного веса льда x им была получена следующая формула:

$$x = \Delta + \frac{P}{P}(\Delta - \delta),$$

где Δ — удельный вес жидкости; p , P — вес куска льда в жидкости и на воздухе соответственно; δ — удельный вес воздуха.

В качестве жидкости Вейнберг использовал смесь равных по весу частей русского скипидара и льняного масла. Взвешивание на воздухе осуществлялось с помощью пружинных весов с общей нагрузкой 5 кг с ценой деления 100 г, которые допускали отсчет с точностью 10–20 г. Для взвешивания в жидкости использовались также пружинные весы с нагрузкой 100 г, цена деления 5 г. По ним можно было проводить измерения с точностью до 1 г. Удельный вес жидкости определялся ареометром со шкалой 0,880–0,940 и делениями 0,0005. Образцы льда приготавливались из взятых из речного льда кусков квадратного сечения со стороной примерно 20 см, от которых отпиливались куски толщиной 12–15 см. Далее этим кускам с помощью ножа придавалась примерно цилиндрическая форма. Вес экспериментальных образцов был 3–4 кг. Вейнберг утверждает, что удельный вес льда определялся с точностью до 0,0002. Разработанную методику он предложил использовать для определения удельного веса любых твердых тел [9].

Исследования проводились Вейнбергом в 1911 г., при этом были получены результаты, лежащие в диапазоне 0,8747–0,9208, и в 1912 г. — 0,9006–0,9179. В 1913 и 1914 гг. измерения проводил студент Е.А. Бессонов. Им получены соответственно следующие значения удельного веса льда: 0,8957–0,9171 и 0,8848–0,9153.

Исследования, выполненные в СССР

В литературе не удалось найти ссылки на исследования удельного веса льда в первые годы после революционных событий. Возрождение интереса к исследованиям льда и, в частности, его удельного веса произошло во второй половине 1920-х гг. Во многом этот интерес был связан с развитием океанографических исследований в полярном бассейне. Большое влияние на работы отечественных ученых оказали исследования их зарубежных коллег, в первую очередь книга Ф. Мальмгрена «О свойствах морского льда», которая была опубликована в 1927 г. на английском языке. Уже 1930 г. эта книга под редакцией проф. В.В. Шулейкина была издана на русском языке [10]. Третья глава этой книги посвящена определению удельного веса льда. Для его определения Мальмгрен использовал способ гидростатического взвешивания в керосине.

В 1926 г. в Сибири измерения плотности льда соленого озера Карачи и пресного озера Узул-Куля выполнил П.С. Сарапкин [11]. Для определения плотности он использовал методику, разработанную Вейнбергом. Особый интерес эти измерения вызывают потому, что они являются одним из первых, за исключением работы С.О. Макарова, определений удельного веса соленоводного льда естественного происхождения. Для пресного льда Сарапкиным были получены значения от 0,87¹ для

¹ В своей работе П.С. Сарапкин использует термин плотность льда, но при этом указывает размерность г/см³, которая соответствует удельному весу. Кроме этого, он указывает, что «результаты приведены к плотности воды при 4 °С» [11, с. 42]. Поэтому мы вслед за Б.П. Вейнбергом [36, с. 126] воспринимаем его данные как относительную плотность.

верхнего слоя льда, содержащего пузырьки воздуха и другие включения, и до 0,91 для нижнего прозрачного слоя. Лед на соленом озере состоял из трех различных по строению частей. Верхний слой, представляющий собой смерзшийся снег, имел плотность 0,82–0,84, средний слой — плотный не совсем прозрачный лед — 0,85, нижний слой — растущий соленый лед, состоящий из отдельных пластинок и игл, — 0,6–0,61.

Зимой 1928 г. М.Ф. Розеном на Ораниенбаумской гидрометеорологической станции были выполнены измерения удельного веса льда [12]¹. В исследовании изучался пресный лед Невской губы у Ораниенбаума. Определение удельного веса льда осуществлялось по методу Мальмгрена гидростатическим взвешиванием в керосине. Расчет осуществлялся по простой формуле:

$$S = \frac{G}{G - g} p_t,$$

где S — удельный вес льда; G, g — вес льда на воздухе и в керосине; p_t — удельный вес керосина с поправкой на температуру.

Для определения $p_t = f(t)$, t — температура, выполнялось взвешивание 100 см³ керосина на тех же весах при различной температуре. Результаты этих взвешиваний, отнесенные к удельному весу пресной воды при 4 °С, заносились в таблицу, которая далее использовалась для определения относительного удельного веса льда.

Работа М.Ф. Розена интересна тем, что содержит довольно подробное «морфологическое» описание исследованных образцов льда. Особое внимание было уделено описанию содержащихся во льду пузырьков воздуха. Изучение «пузыристости» (пористости) льда в ближайшем времени станет одним из основных направлений в исследовании физических свойств льда, в этом отношении работа Розена является пионерской. Он пишет: «Одной из особенностей льда является содержание в нем пузырьков газа. Пузырьки газа содержит почти каждый лед, но в разном количестве и разного вида. Эти пузырьки имеют различную форму, и они разного происхождения» [12, с. 223]. Розен указывает, что некоторая часть пузырьков образуется в момент замерзания воды из растворенного в ней воздуха. Как правило, такие пузырьки образуют нитеобразные вертикально вытянутые структуры, реже круглые или грушевидные. Он подчеркивает, что количество пузырьков зависит от скорости замерзания воды и от первоначальной насыщенности воды газом. Этот вывод он подтверждает результатами специального эксперимента по искусственному замораживанию воды, насыщенной воздухом и лишенной его. Им были получены следующие результаты: относительный удельный вес льда, полученного из воды, насыщенной воздухом при температуре –25 °С, составил 0,896, а для прокипяченной воды — 0,905. При температуре –10 и –15 °С соответственно получилось 0,899 и 0,908.

Розен указывает, что наблюдаются пузырьки вторичного происхождения, которые образуются в основном из-за выделения газа со дна водоема. Они имеют приплюснутую или плоско-выпуклую форму и относительно большой размер. Исследователь высказывает предположение, что такие пузырьки должны содержать газы, связанные с разложением биологических объектов: метан, сероводород и углекислоту.

¹ В своей работе М.Ф. Розен постоянно использует оба термина «плотность» и «удельный вес», понимая под ними относительные величины.



Рис. 2. Василий Владимирович Шулейкин (1895–1979)

Fig. 2. Vasily Vladimirovich Shuleikin (1895–1979)

По структуре исследованного льда Розен различает два слоя: верхний матовый, составляющий 20–25 % общей толщины и образовавшийся при смерзании снега, и более плотный — «стекловидный». Относительный удельный вес матового льда по результатам измерений составил 0,828–0,899, а «стекловидного» — 0,9–0,906, максимум — 0,912.

Важным этапом в становлении этих исследований стало создание в 1927 г. по просьбе Н.Н. Зубова и И.И. Месяцева профессором (в будущем академиком) В.В. Шулейкиным (рис. 2) методики и прибора для определения удельного веса льда [13]. В.В. Шулейкин получил инженерное образование и только потом стал специализироваться на изучении физики океана [14]. Инженерное образование способствовало разработке им более 20 оригинальных приборов для изучения физических процессов, происходящих в океане. В данной работе будут рассмотрены только два из них, предназначенные для определения свойств льда.

Оригинальность методики и прибора, предложенных В.В. Шулейкиным для определения удельного веса льда, заключалась в отказе от процедуры взвешивания. Вместо взвешивания при использовании прибора необходимо провести четыре измерения уровня жидкости в трубках, показывающих уровень жидкости. Схема прибора представлена на рис. 3.

Прибор представлял собой некоторую емкость, которая была снабжена двумя трубками, сообщающимися с объемом сосуда. В сосуд наливаются две жидкости, удельный вес которых составляет $\delta_1 > \delta_2$, причем удельный вес жидкости δ_1 должен незначительно превышать удельный вес исследуемого твердого тела, а удельный вес δ_2 — должен быть несколько меньше удельного веса тела. Для изучения льда Шулейкиным было предложено в качестве первой жидкости использовать воду (пресную или морскую), в качестве второй жидкости — керосин. Измерительные трубки расположены на емкости таким образом, чтобы каждая из них соответствовала одной из налитых жидкостей. В приготовленном к использованию приборе уровень воды установился на высоте h_0 , а уровень керосина на высоте h_2 . При этом показания в измерительных трубках будут для воды $h_1 > h_0$, а для керосина h_2 . После добавления в прибор куска льда, который будет частично погружен в воду, а частично в керосин, уровни жидкости изменятся. Для воды будет H_1 и H_2 для керосина.

Удельный вес льда x может быть определен из следующего выражения:

$$x = \frac{\delta_1 v_1 + \delta_2 v_2}{v_1 + v_2},$$

где v_1 — объем льда, погруженного в соответствующую жидкость: 1 — вода, 2 — керосин.

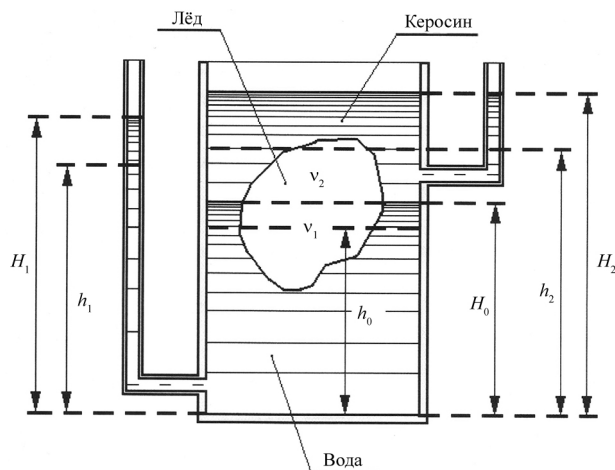


Рис. 3. Прибор В.В. Шулейкина для определения удельного веса льда

Fig. 3. V.V. Shuleikin device for ice specific weight determination

В своей работе Шулейкин показывает, что объемы куска льда, помещенного в воду и керосин, могут быть выражены через поднятие жидкости в измерительных трубках. Проведя соответствующие преобразования, он в итоге получает очень простую формулу для определения удельного веса льда:

$$x = \delta_1 \frac{a}{b}, \quad a = H_1 - h_1, \quad b = H_2 - h_2.$$

Эта формула обладает рядом особенностей. Во-первых, в нее входит только удельный вес воды. Получаемый результат не зависит от удельного веса керосина. Во-вторых, для определения удельного веса льда используются разности показаний уровня жидкости в измерительных трубках, поэтому нет нужды учитывать возможное проявление капиллярных эффектов.

Прибор Шулейкина применялся при исследовании свойств льда, так, А.Ф. Лактионов его использовал при исследовании льда в 1929 г. во время экспедиции л/п «Седов» на Землю Франца-Иосифа [15]. Им получены важные результаты об удельном весе морского льда. Лактионов указывает, что он слабо зависит от содержания солей, при этом колебания результатов измерений варьируются от 0,851 в многолетних льдах до 0,954 во льду весеннего происхождения. Он также указывает на его за-

висимость от глубины залегания слоя льда: верхние слои льдины менее плотные. Этот прибор использовался в экспедиции на ледоколе «Красин» летом 1933 г. [16] и во время зимовки на м. Желания в 1934–1935 гг.

Исследователи, изучавшие удельный вес льда, отмечали, что наблюдаемые вариации экспериментальных данных, скорее всего, могут быть объяснены наличием в образце воздуха. На этот фактор указывал, например, Б.П. Вейнберг [6]. Как уже отмечено выше, пузырьки воздуха во льду изучал М.Ф. Розен [12]. Поэтому значительные усилия были потрачены на получение «чистого» лабораторного льда из полностью дегазированной воды [1]. Для изучения вопроса о количестве воздуха, содержащегося во льду, В.В. Шулейкиным [17] и В.И. Арнольдом-Алябьевым [18, 19] были разработаны специальные приборы.

Прибор, разработанный Шулейкиным, представлен на рис. 4. Он состоит из стакана 1 высотой 12 см и диаметром 7 см (Арнольд-Алябьев указывает, что диаметр стакана 5 см [19, с. 135]), который заканчивается конической частью. На эту коническую часть надевается пришлифованная крышка, совмещенная с бюреткой 2, которая заканчивается краном 3 и небольшим резервуаром 5 с отверстием. По касательной к окружности стакана в его нижней части впаяна трубка 7, которая соединена каучуковым шлангом со сферическим резервуаром 4.

Процесс измерения объема газов в исследуемом куске льда осуществляется следующим образом. Образец льда 6 помещается в стакан, после этого устанавливается крышка с бюреткой. При открытии крана 3 в прибор начинает поступать скипидар из резервуара 4. Шулейкин считает, что подача скипидара в прибор снизу способствует удалению с поверхности образца льда пузырьков воздуха, которые могли к ней прилипнуть. Для улучшения очистки поверхности он рекомендует поднимать вверх и опускать резервуар 4, заставляя скипидар скользить по поверхности образца. После обмывания кран закрывается, и прибор устанавливается в теплом месте, допускается опускание стакана в теплую воду. Выделяющийся при таянии образца льда газ собирается в бюретке, и объем его может быть измерен.

Хотя публикация Шулейкина с соавторами о приборе вышла достаточно поздно, в 1931 г. (материал был сдан в редакцию «Журнала прикладной физики», который пре-

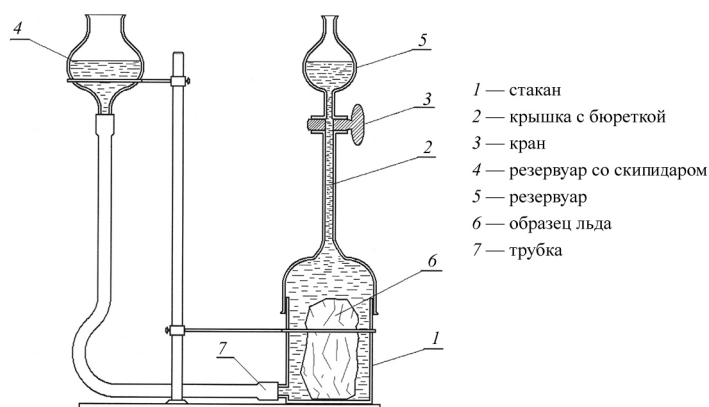


Рис. 4. Прибор, разработанный В.В. Шулейкиным, для определения объема газов, содержащихся во льду
Fig. 4. Device developed by V.V. Shuleikin to determine gas content in ice

кратил свое существование, поэтому статья перешла в новый «Журнал геофизики»), приборы, которые изготавливались в мастерских Института физики и биофизики, были доступны для исследователей. Так, Арнольд-Алябьев в 1930 г. выполнил более 50 измерений этим прибором, включая измерения в экспедиционной обстановке на ледоколе «Ермак» и экспедиционном судне «Персей» [17, 19]. В ходе выполнения работ им был выявлен ряд недостатков в конструкции прибора Шулейкина [19]:

- малый объем исследуемого образца льда;
- из-за того, что высота столба жидкости в приборе обеспечивается благодаря гидростатическому давлению, которое задается уровнем жидкости в емкости 4, любое случайное возвышение этой емкости над краем 3 приводит к возрастанию давления и, соответственно, к подъему крышки с бюреткой;
- слабым местом прибора является каучуковый шланг, который под действием скипидара и керосина размягчается и растворяется, что приводит к его отсоединению от прибора.

Арнольдом-Алябьевым был предложен собственный прибор [18, 19], который стал выпускать Центральный институт водного транспорта. Схема этого прибора представлена на рис. 5. Этот прибор состоит из стакана 1, который заполняется керосином или скипидаром, колокола 2 и бюретки 3 с краном 4 и вздутием 5 на одном конце. Другой конец бюретки выполняется под пробку, которая притерта к горлышку колокола.

Исследуемый образец льда вставляется в стакан с керосином, накрывается колоколом, в который как можно быстрее вставляется бюретка. При открытом кране с помощью насоса в бюретку втягивается керосин, после чего кран закрывается. При таянии образца льда выделяющийся газ собирается в верхней части бюретки и может быть измерен.

В работе [19] Арнольд-Алябьев подробно описывает методику работы со своим прибором. Например, при исследовании «рыхлого» льда, у которого объем воздуха может превышать объем бюретки, описывается последовательность действий по

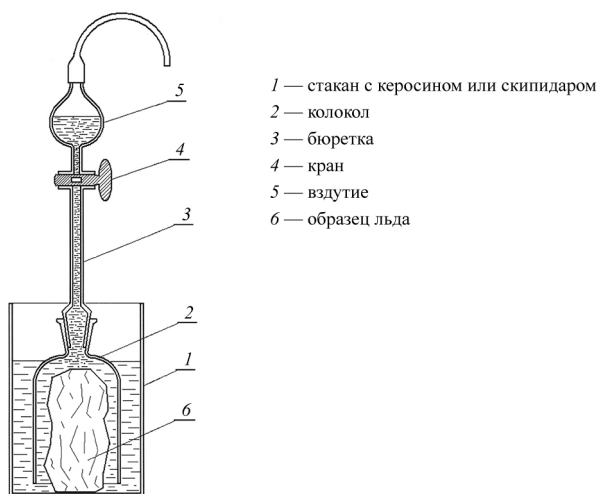


Рис. 5. Схема прибора В.И. Арнольда-Алябьева

Fig. 5. V.I. Arnold-Alyabiev device scheme

выпуску скопившегося воздуха после измерения его объема. Такая процедура может выполняться несколько раз.

Автор метода рекомендует использовать при проведении измерений парные пробы, из двух соседних мест для увеличения объема материала. Он предлагает считать результаты удовлетворительными, если расхождение между ними не превышает 10–15 %.

Арнольд-Алябьев анализирует возможные ошибки, которые могут возникать при использовании его прибора, и дает рекомендации по их устранению. Например, он определяет поправку для учета веса столба керосина в бюретке.

В.В. Шулейкин отозвался на появление приборов Арнольда-Алябьева в сноске, помещенной в статье [17, с. 183]. В ней он пишет: «В.И. Арнольд-Алябьев работал с моим прибором и затем внес в конструкцию его некоторые ухудшения». К ухудшениям Шулейкин относит следующее:

- уменьшение производительности работы прибора из-за увеличения размеров стакана;

- громоздкость прибора, его легче повредить в судовых условиях;

- сложность манипуляций с керосином, необходимость засасывать керосин в высокую бюретку;

- отсутствие смывания пузырьков газа с поверхности образца;

- объем газа определяется при давлении меньше атмосферного.

Первые три замечания Шулейкина не являются существенными, особенно о возможности повредить прибор в судовых условиях. В этих условиях прибор Шулейкина также достаточно уязвим. От смывания пузырьков газа с поверхности образца Арнольд-Алябьев принципиально отказался, считая, что жидкость должна спокойно обтекать образец, особенно для «рыхлого» льда. Арнольд-Алябьев признал последний из перечисленных недостатков и в работе [19] ввел соответствующие поправки.

С помощью приборов Шулейкина и Арнольда-Алябьева легко можно определить удельный вес льда. Для этого необходимо воспользоваться данными об удельном весе льда, полностью лишенного газовых включений. Арнольд-Алябьев использует значение, равное $N = 0,92$, а Шулейкин — $N = 0,9176$. Расчетная формула задается следующим выражением:

$$x = \frac{N}{1 + V}, \quad (1)$$

где V — количество газов, находящихся в 1 г пористого льда. Приводя указанную формулу, Шулейкин обосновывает возможность ее применения установленным им фактом равенства давления газа в полостях внутри льда атмосферному.

Формула (1) содержит ошибку¹, она должна быть записана следующим образом:

$$x = \frac{N}{1 + VN}. \quad (2)$$

Можно показать, что формула (2) совпадает с формулой Н.Н. Зубова для определения плотности льда в случае, когда объем n содержащихся в нем газов задан в процентах от объема льда [20, 21].

¹ Подробнее см. Приложение к статье.

$$\delta = \delta_0 \left(1 - \frac{n}{100} \right), \quad (3)$$

где δ_0, δ — плотность льда лишенного пузырьков воздуха и льда, содержащего пузырьки.

Формулы (1)–(3) применимы к пресному льду, при использовании их для морского льда необходимо учитывать влияние его солёности. В своей работе Шулейкин не акцентирует внимание на этом факте [17], а Арнольд-Алябьев указывает, что формула (1) может быть использована, «если принять во внимание исключительное влияние включенного в лед газа на его уд. вес и пренебречь влиянием других включений» [19, с. 145].

Серьезные критические замечания о приборах Шулейкина и Арнольда-Алябьева высказаны в статье Б.П. Брунса [22], который во время экспедиции 1934 г. на пароходе «Седов» использовал оба прибора. К недостаткам прибора Шулейкина он относит малый объем льда, который можно исследовать в этом приборе, что «при небольшом количестве пузырей или при наличии крупных пузырей не дает среднего значения газов во льду» [22, с. 80]. В этом отношении прибор Арнольда-Алябьева является более удобным. Общим недостатком приборов Брунс считает использование их авторами органических жидкостей (скипидар, керосин), применение которых основано «на неправильном предположении, что азот и кислород растворяются в них хуже, чем в воде. Действительно же оба газа менее растворимы в воде, чем в неполярных органических жидкостях» [22, с. 81], при этом он ссылается на исследования профессора И.А. Казарновского в лаборатории неорганической химии физико-химического института им. Л.Я. Карпова. Поэтому оба прибора дают содержание газа во льду с погрешностью. Брунс оценил ее в 2,5 % от объема льда, хотя и отметил, что эта оценка является завышенной. Для снижения погрешностей он использовал в приборах морскую воду при температуре таяния льда. Недостатком приборов Брунс также считал большие временные затраты на таяние льда в приборах.

При выполнении исследований Б.П. Брунса интересовал вопрос о химическом составе воздуха, находящегося во льду. Он указывал, что «для некоторых льдин можно было предполагать наличие метана, водорода и др. продуктов деятельности бактерий, если допустить, что газ попадает в лед, поднимаясь со дна мелких участков моря» [22, с. 81]. Для проведения химического анализа количество газа, собранное приборами, было недостаточно. Поэтому Брунс создал на том же принципе свой прибор, который позволял собирать газ из 15–20 кг льда. К его прибору вместо бюретки на каучуковой трубке была прикреплена стеклянная ампула, которая запаивалась после заполнения газом. Для проведения опытов кусок льда вырезался таким образом, чтобы он плотно входил в колпак для уменьшения количества воды в нем. Это делалось для того, чтобы уменьшить потери газа на его растворение в воде.

В работе Брунса для каждой из исследованных им льдин приведены таблицы, содержащие измеренные физико-механические свойства. Набор измеренных свойств для каждой льдины индивидуален. Содержание газа измерялось в см³ на дм³ льда при нулевой температуре и 760 мм давления. Анализ приведенных в его статье данных показывает, что диапазон содержания воздуха во льдах Баренцева моря распространялся от 0,38 до 9,15 % по объему, тем не менее Н.Н. Зубов в книге [21] указывает, что по этим измерениям лед содержал газов до 12–13 % по объему.

В.И. Арнольд-Алябьев активно использовал для проведения исследований свой прибор и способствовал его распространению в гидрометеорологических ор-

ганизациях. С помощью прибора он изучал лед Финского залива (в лабораторных условиях, содержание газов 0,7–39 см³/кг, и на борту ледокола «Ермак», содержание газов 0–48 см³/кг), устья Невы (содержание газов 0,6–52 см³/кг) [19], Баренцева моря (экспедиция на «Красине» 1932 г., содержание газов 30–110 см³/кг) [19, 23] и Карского моря (экспедиция на «Малыгине» в 1934 г.) [24, 25]. В последней из указанных экспедиций было проведено 97 измерений объема газа, содержащегося во льду, полученные результаты лежали в пределах от 8 до 157 см³/кг.

Практика измерения пористости льда в СССР показала, что прибор Арнольда-Алябьева получил большее распространение. Например, с помощью этого прибора выполнялись измерения на «Челюскине» [26]. В этой экспедиции химик П.Г. Лобза проводила измерения удельного веса льда с помощью прибора Шулейкина. Она получила для многолетнего льда значения 0,83–0,88, для годовалого — 0,88–0,92, а для молодого льда — 0,91–0,93, что хорошо согласуется с приведенными выше результатами Лактионова. Для исследования содержания воздуха во льду использовался прибор Арнольда-Алябьева. По результатам измерений его содержание в молодых льдах составило от 4,6 до 7 см³, а в многолетних льдах — от 12 до 15,5 см³. Также этот прибор использовал В.Б. Пиотрович на ледоколе «Красин» в 1935 г. во время экспедиции в Чукотское море [27]. Результаты своих измерений автор связал с различными типами льдов (голубой, зеленоватый и т. д.). В своих выводах он указывает, что лед Чукотского моря обладает довольно большой пористостью, причем наибольшая пористость наблюдалась у голубого льда — 55–180 см³/кг.

Прибор использовался и для изучения ледяного покрова пресных вод: в 1933 г. Н. Фрейганг исследовал лед оз. Имандра [19]; ледовой службой Ленинградского областного управления единой гидрометеорологической службы постоянно проводились измерения «рыхлости» льда на некоторых станциях области [28]; Байкальской лимнологической станцией [29]. Прибор Арнольда-Алябьева используется и в настоящее время [30].

В 1932 г. в связи с начинающимися работами в рамках проведения Второго Международного полярного года Н.Н. Зубовым была опубликована брошюра «Некоторые свойства морского льда» [20], во многом основанная на работе [10]. Для рассматриваемой в данной работе темы наибольший интерес представляют приведенные в этой брошюре результаты расчетов плотности морского льда. Зубов предположил, что «увеличение плотности соленого льда возрастает, так как увеличивается при увеличении солёности плотность морской воды» [20, с. 24], а влияние пузырьков воздуха он учитывал с помощью формулы (3). В результате им была получена таблица плотности льда в зависимости от его солёности и пористости, которая затем часто использовалась.

Во второй половине 1930-х гг. определение плотности и пористости льда постепенно становится стандартным видом исследований. Этому во многом способствовало создание во Всесоюзном арктическом институте подразделения, занимающегося изучением свойств льда¹, научным консультантом которого стал проф. Б.П. Вейнберг² [31]. Им были разработаны планы исследований свойств льда, которые включали и исследование его пористости и плотности³. Эти планы стали выполняться на различных полярных станциях, что способствовало накоплению фактического материала.

¹ Центральный государственный архив научно-технической документации Санкт-Петербурга (ЦГАНТД СПб). Ф. Р-369. Оп. 11. Д. 173. Л. 1–4.

² ЦГАНТД СПб. Ф. Р-369. Оп. 11. Д. 214. Л. 1.

³ ЦГАНТД СПб. Ф. Р-369. Оп. 11. Д. 215. Л. 6, 39.

В 1940 г. вышла коллективная монография под редакцией проф. Б.П. Вейнберга «Лед. Свойства, возникновение и исчезновение льда» [32], в которой были обобщены практически все известные к тому времени данные по свойствам льда, включая и его плотность. Так, из проведенной сводки можно узнать, что во второй половине 30-х гг. изучением плотности речного льда занимался В.К. Маклашин из Ярославского педагогического института. Результаты своих исследований он не опубликовал, но сообщил их Вейнбергу.

Данные по плотности и пористости льда стали использоваться для изучения и объяснения других физических свойств льда. Так, Шулейкин с соавторами исследовал влияние пористости на теплопроводность льда [17], а В.Л. Цуриков принял попытку теоретического рассмотрения зависимости прочности льда от его «полостности» [33].

Выводы

В рассматриваемый временной период изучение плотности льда развивалось в России неравномерно. До революции этими вопросами занимались лишь С.О. Макаров и Б.П. Вейнберг с учениками. Целью этих работ было получение хотя бы минимальной информации о физических свойствах льда, в то время материала плохо изученного, особенно в России. Во многом эти исследования можно расценить как попытку найти некоторое свойство льда, которое могло бы характеризовать этот материал. Вейнберг пишет об этом открыто, считая, что удельный вес позволит оценить «рыхлость» льда, которая, в свою очередь, поможет предсказать явление ледохода на реке. Тем не менее эти исследования позволили высказать ряд важных положений, например о влиянии пористости льда на его плотность.

Во второй половине 1920-х гг. в связи с расширением исследований северных морей вновь возникла необходимость в описании каких-либо физических свойств льда. Определение плотности представлялось, по-видимому, относительно простой процедурой, выполнимой в условиях экспедиции, по сравнению с определением механических или теплофизических свойств льда. Эта надежда во многом оправдалась благодаря созданию В.В. Шулейкиным и В.И. Арнольдом-Алябьевым достаточно простых приборов, позволяющих проводить исследования в полевых условиях. Эти приборы, особенно позволяющие измерять газонасыщение льда, т. к. с их помощью можно было определять и плотность, позволили существенно увеличить объем получаемой информации, а также стимулировали исследования в области текстуры и химии льда.

Постепенно изучение плотности и пористости льда стало превращаться в стандартную процедуру исследований ледяного покрова. Этому во многом способствовало развитие сети полярных станций, для персонала которых были составлены инструкции по изучению свойств льда, в которые в обязательном порядке входило определение плотности и пористости.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. Barnes H.T. *Ice formation*. N.Y.: John Wiley & sons. London: Chapman & Hall, Limited; 1906. 250 p.
2. Сазонов К.Е. Первые исследования прочностных свойств льда в России для нужд ледоколостроения. *Вопросы истории естествознания и техники*. 2023; 44(1): 20–36. <https://doi.org/10.31857/S020596060024503-5>

- Sazonov K.E. Early studies of ice strength properties for the purposes of icebreaker construction in Russia. *Voprosy istorii estestvoznaniia i tekhniki = Questions of the History of Natural Science and Technology*. 2023; 44(1): 20–36. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S020596060024503-5>
3. Макаров С.О. «Ермак» во льдах. СПб.: тип. СПб. АО печ. дела в России Е. Евдокимов; 1901. 507 с.
 4. Рынин Н.А. *Ледорезы*. СПб.: Типография Ю.Н. Эрлих; 1903. 143 с.
 5. Вейнберг Б.П. Приборы для быстрого и достаточно точного определения удельного веса льда и сопротивления его на излом. *Изв. Томск. техн. инст.* 1913; 29: 1–7.
Weinberg B.P. Devices for fast and sufficiently accurate determination of the specific gravity of ice and its resistance to fracture. *Izv. Tomsk. Tekhnichesk. Inst. = Proceed. Tomsk. Tech. Inst.* 1913; 1913: 1–7. (In Russ.)
 6. Вейнберг Б.П. Результаты измерения удельного веса и прочности на излом льда р. Томи перед ледоходом 1912 г. *Изв. Томск. техническ. инст.* 1913; 29: 9–11.
Weinberg B.P. The results of measuring the specific gravity and fracture strength of ice r. Tom before the ice drift in 1912. *Izv. Tomsk. Tekhnichesk. Inst. = Proceed. Tomsk. Technical. Inst.* 1913; 29: 9–11. (In Russ.)
 7. Бессонов Е.А. Исследование льда р. Томи перед ледоходом 1913 г. *Изв. Томск. техническ. инст.* 1913; 32: 1–5.
Bessonov E.A. The study of the ice of the river Tom before the ice drift in 1913. *Izv. Tomsk. Tekhnichesk. Inst. = Proceed. Tomsk. Technical. Inst.* 1913; 32: 1–5. (In Russ.)
 8. Бессонов Е.А. Исследование льда р. Томи перед ледоходом 1914 г. *Изв. Томск. техническ. инст.* 1923; 43: 26–27.
Bessonov E.A. The study of the ice of the river Tom before the ice drift in 1914. *Izv. Tomsk. Tekhnichesk. Inst. = Proceed. Tomsk. Technical. Inst.* 1923; 43: 26–27. (In Russ.)
 9. Вейнберг Б.П. К методике определения удельного веса твердых тел. *Журн. Р. Физ.-Хим. Общ.* 1911; 43: 338–339.
Weinberg B.P. On the method for determining the specific gravity of solids. *Zhurn. R. Fiz.-Khim. Obshch. = Journal. R. Phys.-Chem. General.* 1911; 43: 338–339. (In Russ.)
 10. Мальмгрен Ф. *О свойствах морского льда*. Л.: Изд. Гидро-Метеор. ком. СССР, ГОИ и Гидрограф. упр.; 1930. 90 с.
 11. Сарапкин П.С. К характеристике физических свойств воды, снега и льда соленого озера Карачи и пресного озера Узул-Куля. *Омский медицинский журнал*. 1928; 3: 41–48.
Sarapkin P.S. To the characterization of the physical properties of water, snow and ice of the salt lake Karachi and the fresh lake Uzul-Kul. *Omskii meditsinskii zhurnal = Omsk Medical Journal*. 1928; 3: 41–48. (In Russ.)
 12. Розен М.Ф. Плотность льда Невской губы у Ораниенбаума и морфологическая характеристика его. *Известия Центрального Гидрометеорологического бюро ЦУМОР*. 1929; 8: 221–232.
Rosen M.F. Density of ice in the Neva Bay near Oranienbaum and its morphological characteristics. *Izvestiya Tsentralnogo Gidrometeorologicheskogo byuro TsUMOR = News of the Central Hydrometeorological Bureau TSUMOR*. 1929; 8: 221–232. (In Russ.)
 13. Шулейкин В.В. Метод определения удельного веса льда. *Журнал прикладной физики*. 1927; 4(3): 75–78.
Shuleikin V.V. Method for determining the specific gravity of ice. *Zhurnal prikladnoi fiziki = J. Applied Physics*. 1927; 4(3): 75–78. (In Russ.)
 14. Шулейкин В. В. *Дни прожитые*. 2-е изд., доп. М.: Наука; 1964. 548 с.
 15. Лактионов А.Ф. О свойствах морского льда. *Труды Института по изучению Севера*. 1931; 49: 71–96.

- Laktionov A.F. On the properties of sea ice. *Trudy Instituta po Izucheniiu Severa = Proceed. Institute for the Study of the North*. 1931; 49: 71–96. (In Russ.)
16. Максимов И.В. Научные работы на борту ледокола «Красин» летом 1933 года. *Бюллетень Арктического института*. 1933; 11: 334–335.
Maksimov I.V. Scientific work on board the Krasin icebreaker in the summer of 1933. *Byulleten Arkticheskogo institute = Bull. Arctic Institute*. 1933; 11: 334–335. (In Russ.)
17. Шулейкин В.В., Русанов Н.И., Рябчиков В.А. Зависимость между теплопроводностью льда и его структурой. *Журнал геофизики*. 1931; 1(1–2): 179–186.
Shuleikin V.V., Rusanov N.I., Ryabchikov V.A. Relationship between the thermal conductivity of ice and its structure. *Zhurnal geofiziki = Journal of Geophysics*. 1931; 1(1–2): 179–186. (In Russ.)
18. Арнольд-Алябьев В.И. Определение полостей во льду и приборы для этой цели. *Известия Главной геофизической обсерватории*. 1930; 4: 34–36.
Arnold-Alyabiev V.I. Definition of cavities in ice and devices for this purpose. *Izvestiya Glavnoi geofizicheskoi observatorii = News of the Main Geophysical Observatory*. 1930; 4: 34–36. (In Russ.)
19. Арнольд-Алябьев В.И. Методы определения плотности и рыхлости льда в экспедиционной обстановке. *Труды комиссии по изучению вечной мерзлоты АН СССР*. 1934; 3: 127–150.
Arnold-Alyabiev V.I. Methods for determining the density and friability of ice in an expeditionary setting. *Trudy komissii po izucheniiu vechnoi merzloty AN SSSR = Proceed. Commission for the Study of Permafrost of the Academy of Sciences of the USSR*. 1934; 3: 127–150. (In Russ.)
20. Зубов Н.Н. *Некоторые свойства морского льда*. М.: Изд. Гидро-Метеор. ком. СССР и РСФСР; 1932. 44 с.
21. Зубов Н.Н. *Морские воды и льды*. М.: Гидрометеиздат; 1938. 453 с.
22. Брунс Б.П. Наблюдения над процессами образования и таяния морского льда. *Труды ВАИ*. 1937; 83: 75–97.
Bruns B.P. Observations on the formation and melting of sea ice. *Trudy VAI = Proceed. VAI*. 1937; 83: 75–97. (In Russ.)
23. Арнольд-Алябьев В.И. Научные работы Гидрометеорологического комитета на борту ледокола «Красин» в Баренцевом море зимой 1932 года. *Бюллетень Арктического института*. 1932; 7: 155–158.
Arnold-Alyabiev V.I. Scientific work of the Hydrometeorological Committee on board the Krasin icebreaker in the Barents Sea in the winter of 1932. *Byulleten Arkticheskogo institute = Bull. Arctic Institute*. 1932; 7: 155–158. (In Russ.)
24. Арнольд-Алябьев В.И. Научные работы Карско-Ленской экспедиции на борту л/п «Малыгин» летом 1934 года. *Бюллетень Арктического института*. 1935; (5–6): 145–146.
Arnold-Alyabiev V.I. Scientific work of the Karsko-Lena Expedition aboard the Malygin aircraft in the summer of 1934. *Byulleten Arkticheskogo institute = Bull. Arctic Institute*. 1935; (5–6): 145–146. (In Russ.)
25. Арнольд-Алябьев В.И. Мощность, строение и полостность льда Карского моря по данным экспедиции на л/п «Малыгин» в 1934 году. *Труды Арктического научно-исследовательского института*. 1938; 110: 57–81.
Arnold-Alyabiev V.I. Thickness, structure and cavity of the ice of the Kara Sea according to the data of the expedition to the Malygin r/c in 1934. *Trudy Arkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta = Proceed. Arctic Research Institute*. 1938; 110: 57–81. (In Russ.)
26. Лобза П.Г. Химия морской воды и лед полярного моря. В кн.: *Поход «Челюскина»*. Т. I. М.: Изд. ред. «Правда»; 1934. С. 244–249.

27. Пиотрович В.Б. Краткие результаты гидрофизических наблюдений на ледоколе «Красин». В кн.: *Научные работы экспедиции на ледоколе «Красин»*. Л.: Изд. Главсевморпути; 1936. С. 99–111.
28. Арнольд-Алябьев В.И. Ледовая служба и Ленинградская ледовая станция Ленингр. Областного Управления единой гидрометеорологической службы. В кн.: *4-я Гидрологическая Конференция Балтийских стран: Ленинград, сентябрь 1933*. Л.: Издание ГГИ; 1933. С. 7.
29. Верещагин Г.Ю. Работы Байкальской лимнологической станции по изучению ледяного покрова Байкала. *Труды Байкальской лимнологической станции*. 1939; 9: 5–21.
Vereshchagin G.Yu. Works of the Baikal Limnological Station on the study of the ice cover of Lake Baikal. *Trudy Baikalskoi limnologicheskoi stantsii = Proceed. Baikal Limnological Station*. 1939; 9: 5–21.
30. Савельев Б.А. Методы изучения строения, состава и свойств льда. *Итоги науки и техники. Т. 4. Гляциология*. М.: ВИНТИ; 1985. 204 с.
31. Сазонов К.Е. «Если же у нас ничего не получится...». Попытка изучения физических свойств льда Центральной Арктики в 1937–1938 гг. *Природа*. 2023; (4): 42–49. <https://doi.org/10.7868/S0032874X23040051>
Sazonov K.E. “If we don’t succeed...” An attempt at studying physical properties of ice in the Central Arctic: 1937–1938. *Priroda = Nature*. 2023; (4): 42–49. (In Russ.) <https://doi.org/10.7868/S0032874X23040051>
32. Вейнберг Б.П. *Лед. Свойства, возникновение и исчезновение льда*. М.; Л.: Гос. изд. техн. теор. лит.; 1940. 524 с.
33. Цуриков В.Л. К вопросу о прочности льда. *Северный морской путь: сборник статей по гидрографии и мореплаванию*. 1940; 16: 45–74.
Tsurikov V.L. On the question of the strength of ice. *Severnyi morskoi put: sbornik statei po gidrografii i moreplavaniuu = Northern Sea Route: a collection of articles on hydrography and navigation*. 1940; 16: 45–74. (In Russ.)

Приложение

О связи между газосодержанием льда и его плотностью

При определении газосодержания льда по методам В.В. Шулейкина или В.И. Арнольда-Алябьева измеренный объем выделившихся газов относили либо к весу образца, либо к его объему. Шулейкин и Арнольд-Алябьев обычно использовали первую возможность. Именно для нее и была предложена формула (1). Необычность этой формулы современному читателю сразу бросается в глаза, т. к. в ней не соблюдается размерность величин. Попытки объяснить это несоответствие привели автора статьи к выводу формулы (2).

Прежде чем перейти к выводу формулы (2), необходимо сказать несколько слов об авторстве формулы (1). В работе [19, с. 145] Арнольд-Алябьев пишет: «Как уже было обращено внимание Шулейкиным (23) и мною (24), определение объема полостей во льду позволяет легко перейти к определению его уд. веса». В цитате числа в круглых скобках — ссылки на работы [17] и [18] соответственно. Работа [18] была опубликована раньше, чем работа [17], однако в работе [18] ничего не сказано о возможности определения удельного веса на основании данных об объеме полостей. Кроме того, в работе [19] приводится неправильная формула (1). На основании этого можно с большой уверенностью утверждать, что формула (1) была получена Шулейкиным. Возможно, во время работы с приборами Арнольду-Алябьеву пришла мысль о том, что можно по получаемым данным находить удельный вес, но саму формулу он, судя по всему, не выводил.

Рассмотрим, как может быть получена формула (2). Удельный вес лишенного воздуха льда будет определяться формулой $N = P_0/V_0$, а удельный вес льда, содержащего воздух, будет равен $x = (P_0 + P_a)/(V_0 + V_a)$, где $P_0 \gg P_a$ — вес чистого льда и воздуха; V_0, V_a — объемы чистого льда и газа соответственно. Величиной P_a можно пренебречь. Объем газа, отнесенный к весу образца, будет равен V_a/P_0 . Тогда

$$x = \frac{P_0}{V_0 + \frac{V_a}{P_0} P_0} = \frac{P_0}{V_0 \left(1 + \frac{V_a}{P_0} \frac{P_0}{V_0}\right)} = \frac{N}{1 + \frac{V_a}{P_0} N}.$$

Формула (2) получена, покажем, что она легко преобразуется в формулу Н.Н. Зубова (3).

$$x = \frac{N}{1 + \frac{V_a}{P_0} N} = \frac{N}{1 + \frac{V_a}{V_0 + V_a} \frac{V_0 + V_a}{P_0} N} = \frac{N}{1 + \frac{n}{100} \frac{N}{x}}.$$

Здесь n — объем газов во льду, заданный в процентах от его объема. Из полученного выражения следует:

$$x = N \left(1 - \frac{n}{100}\right).$$

Не совсем ясно, как Шулейкин совершил эту ошибку. То, что это именно ошибка, а не опечатка, следует из приведенного им в работе [17] примера расчета. По-видимому, в 30-х гг. для расчета удельного веса многие пользовались неправильной формулой. Пример ее использования можно найти в работе [24]. В ней Арнольд-Алябьев вычисляет удельный вес льда, который содержал аномальное количество газа $157 \text{ см}^3/\text{кг}$. Он получает значение удельного веса, равное 0,795, отмечая, что это очень низкое значение. Если расчет выполнить по формуле (2), то получим 0,804. Погрешность составляет 1,1 %.

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ»

В журнале публикуются оригинальные статьи по тематике исследований полярных областей, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры (по заказу редакции). Тексты статей должны быть на русском или английском языке. Журнал рассматривает только те статьи, которые ранее не были опубликованы и не находятся на рассмотрении в других изданиях.

Все материалы направляются в редакцию в электронном виде онлайн через личный электронный кабинет автора на сайте журнала <https://www.aaresearch.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 с помощью системы «Антиплагиат».

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. Далее продолжается информация на русском языке: краткая аннотация (7–10 строк) (без перевода на английский) и ключевые слова в алфавитном порядке (не более 10).

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 авторский Abstract статьи на 20–25 строк (здесь же для контроля обязательно прилагается перевод Abstract на русский язык) и ключевые слова в соответствии с английским алфавитом (не более 10 слов и не более двух слов в сочетаниях).

Abstract 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 Abstract 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 Abstract должны быть структурированными, т. е. отражать кратко проблему исследования и ее состояние, цель работы, методы, результаты и заключение.

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 с описанием научной 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 текстовые надписи на рисунках даются только на русском языке, для статей на английском — соответственно — на английском. Для статей 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.

При подаче статьи в журнал автор должен проверить точность и правильность оформления *списка литературы*.

Редакция может отказать автору в приеме рукописи к дальнейшему рассмотрению при плохом качестве списка литературы, в частности:

- при преобладании ссылок на малоизвестные источники, отсутствующие в МНБД, на недоступные источники, на собственные работы (больше 30 %);
- при наличии ошибок в описании: пропуск автора или неверное написание его ФИО, неточное название статьи/книги, неполные или неверные выходные сведения (том, номер, страницы, год издания, не указанный DOI).

Все приведенные в статье цитаты должны быть выверены по первоисточникам с указанием страницы (например, [17, с. 37]). Также должны быть тщательно выверены все библиографические данные (ФИО автора/ов, название статьи/книги, том, номер журнала, страницы, издательство, год издания, DOI, полный интернет-адрес, по которому доступен текст статьи/книги (URL), дата обращения к сайту). Полные интернет-адреса (URL) должны быть приведены для всех ссылок, где это возможно.

Для оригинальных научных статей необходимо упоминание не менее 10 и, желательно, не более 25–30 источников, для научного обзора — не менее 50 источников. Желательно использование не менее 30 % англоязычных источников за последние 10–15 лет.

В соответствии с этикой научных публикаций рекомендуется, чтобы в списке литературы ссылки на собственные работы не превышали 30 % от общего количества источников.

В списки литературы включаются только рецензируемые источники (статьи из научных журналов и монографии), использованные при подготовке статьи.

В связи с новыми практиками расчета рейтингов научных журналов в Список литературы не рекомендуется включать:

- кандидатские и докторские диссертации, их авторефераты (нужно цитировать статьи, опубликованные в процессе подготовки диссертации и включающие материал из нее);
- материалы конференций;
- статьи из нерецензируемых журналов, а также журналов, исключенных из ВАК, баз РИНЦ;
- ссылки на труднодоступные, неопубликованные, малотиражные, а также локальные, популярные и образовательные источники:
 - неоцифрованные, отсутствующие в сети старые учебные пособия, сборники трудов, монографии;
 - методические пособия, техническую документацию, ГОСТы;
 - недолговечные WEB-страницы.
- ссылки на статью в печатном СМИ, тексты на сайте или в блогах.

При необходимости для вышеперечисленных категорий можно использовать внутритекстовые полные библиографические ссылки (оформляются в круглых скобках в стиле списка литературы) в количестве не более трех на публикацию. Впоследствии при наличии технической возможности в макете они могут быть заменены на сноски.

В журнале принят Ванкуверский стиль цитирования (отсылка в тексте в квадратных скобках, полное библиографическое описание источника в списке литературы в порядке упоминания в тексте статьи).

В соответствии с требованиями мировых научных баз данных реферативной и аналитической информации наряду со списком литературы на русском языке необходимо представить библиографический список статей и доступных монографий также на английском языке.

С января 2024 г. мы используем стиль оформления ссылок, в котором под единым номером списка объединены ранее приводившиеся в Списке литературы и в References описания библиографических ссылок одного и того же источника.

Примеры оформления

Статья на русском языке

Нестерова Н.Б., Хомутов А.В., Лейбман М.О., Сафонов Т.А., Белова Н.Г. Инвентаризация термоцирков на Севере Западной Сибири по данным мозаики спутниковых снимков 2016–2018 годов. *Криосфера Земли*. 2021;25(6):41–50. <https://doi.org/10.15372/KZ20210604>

Nesterova N.B., Khomutov A.V., Leibman M.O., Safonov T.A., Belova N.G. The inventory of retrogressive thaw slumps (thermocirques) in the north of West Siberia based on 2016–2018 satellite imagery mosaic. *Kriosfera Zemli = Earth's Cryosphere*. 2021;25(6):41–50. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/KZ20210604>

Статья на английском языке

Nitze I., Heidler K., Barth S., Grosse G. Developing and testing a deep learning approach for mapping retrogressive thaw slumps. *Remote Sensing*. 2021;13(21):4294. <https://doi.org/10.3390/rs13214294>

Монография на русском языке

Лейбман М.О., Кизяков А.И. *Криогенные оползни Ямала и Югорского полуострова*. М.: Институт криосферы земли СО РАН; 2007. 206 с.

Монография на иностранном языке

Kelley M. C. *The Earth's ionosphere: Plasma Physics and Electrodynamics*. San Diego, CA, USA: Academic Press; 1989. 556 p.

Глава из монографии

Leibman M., Khomutov A., Kizyakov A. Cryogenic landslides in the West-Siberian plain of Russia: classification, mechanisms, and landforms. In: W. Shan et al. (eds.). *Landslides in cold regions in the context of climate change. Environmental Science and Engineering*. Springer International Publishing, Switzerland; 2014. P. 143–162.

Монография, переведенная на английский язык

Аэрозоль и климат. Под ред. К.Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеиздат; 1991. 541 с.

Kondratyev K.Ya., Ivlev L.S., Krapivin V.F., Varotsos C.A. *Atmospheric aerosol properties, formation processes, and impacts: from nano- to global scales*. Chichester: Springer/PRAXIS; 2006. 572 p.

Монографии без авторов

Kokhanovsky A., Tomasi C., editors. *Physics and Chemistry of the Arctic Atmosphere. Springer Polar Sciences series*. Cham: Springer; 2020. 717 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-33566-3>

Ссылки на интернет-ресурсы

Global Modeling and Assimilation Office (GMAO). MERRA-2 tavg1_2d_aer_Nx: 2d, 1-Hourly, Time-averaged, Single-Level, Assimilation, Aerosol Diagnostics

V5.12.4, Greenbelt, MD, USA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC). 2015. URL: <https://10.5067/KLICLTZ8EM9D> (accessed 15.04 2023)

Тезисы конференции (при острой необходимости).

Макаров Е.И., Саперштейн Е.Б., Фролов С.В., Федяков В.Е. Разработка сценариев для тактического планирования транзитных рейсов газозовов в ледовых условиях в акватории СМП. В кн.: *Труды 15-й Международной конференции и выставки по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ (RAO/CIS Offshore 2021), 21–24 октября 2021*. СПб.; 2021. С. 181–187.

Если статья опубликована в журнале, имеющем русскую и английскую версии, то библиографические данные в References следует приводить из английской версии журнала:

Виноградова А.А., Васильев А.В., Иванова Ю.А. Загрязнение воздуха черным углеродом в районе о-ва Врангеля: сравнение источников и вкладов территорий Евразии и Северной Америки. *Оптика атмосферы и океана*. 2020; 33(12):907–912. [https:// doi.org/10.15372/AOO20201201](https://doi.org/10.15372/AOO20201201)

Vinogradova A.A., Vasileva A.V., Ivanova Yu.A. Air pollution by black carbon in the region of Wrangel Island: comparison of Eurasian and American sources and their contributions. *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2021;34(2): 97–103. [https:// doi.org/10.1134/S1024856021020111](https://doi.org/10.1134/S1024856021020111)

Для статей из нашего журнала отметим, что с 2018 г. название журнала на английском языке — *Arctic and Antarctic Research*. До 2018 г. название на английском было *Problemy Arktiki i Antarktiki*

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.

Подписано в печать 10.12.2023
Формат 70×100 1/16
Тираж 85

Печать цифровая
Печ. л. 8,5
Заказ №

ООО «Репроцентр»,
170006, Россия, г. Тверь, Беляковский переулок, д. 46, пом. 25.

Signed to print 10.12.2023
Format 70×100 1/16
Edition 85

Digital Printing
P.s. 8,5
Order No

LLC “Reprocenter”,
170006, Russia, Tver, Belyakovsky lane, 46, office 25.