

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, № 3, 2023**

**ARCTIC AND ANTARCTIC  
RESEARCH**

**Volume 69, No 3, 2023**

Санкт-Петербург

2023

Saint Petersburg

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

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

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

Префикс DOI: 10.30758



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 — д-р физ.-мат. наук В.В. Иванов,  
Москва, Россия**

#### Заместители главного редактора:

д-р геол.-минерал. наук **Г.И. Лейченко** (Санкт-Петербург, Россия)

канд. геогр. наук **В.Я. Липенков** (Санкт-Петербург, Россия),

д-р геогр. наук **Г.В. Суркова** (Москва, Россия)

#### Члены редколлегии:

д-р геогр. наук **Г.В. Алексеев** (Санкт-Петербург, Россия)

канд. физ.-мат. наук **Л.П. Бобылев** (Санкт-Петербург, Россия)

чл.-корр. РАН **Н.Б. Вахтин** (Санкт-Петербург, Россия)

д-р геогр. наук **М.Н. Григорьев** (Якутск, Россия)

д-р биол. наук **С.Г. Денисенко** (Санкт-Петербург, Россия)

д-р **Д.В. Дивин** (Тромсё, Норвегия)

академик РАН **С.А. Добролюбов** (Москва, Россия)

чл.-корр. РАН **Е.О. Дубинина** (Москва, Россия)

д-р физ.-мат. наук **В.М. Катцов** (Санкт-Петербург, Россия)

д-р физ.-мат. наук **Б.В. Козелов** (Мурманск, Россия)

д-р геол.-минерал. наук **М.О. Лейбман** (Тюмень, Россия)

проф. **М. Леппаранта** (Хельсинки, Финляндия)

канд. техн. наук **В.А. Лихоманов** (Санкт-Петербург, Россия)

академик НАН **В.Ф. Логинов** (Минск, Беларусь)

д-р физ.-мат. наук **А.П. Махитас** (Санкт-Петербург, Россия)

проф. **А.В. Марченко** (Лонгйир, Норвегия)

д-р геогр. наук **Е.У. Миронов** (Санкт-Петербург, Россия)

канд. геогр. наук **В.Ф. Радионов** (Санкт-Петербург, Россия)

проф. **Д. Райно** (Гренобль, Франция)

д-р техн. наук **К.Е. Сазонов** (Санкт-Петербург, Россия)

д-р техн. наук **К.Г. Ставров** (Санкт-Петербург, Россия)

профессор **П.Г. Талалай** (Чаньчунь, Китай)

д-р физ.-мат. наук **Л.А. Тимохов** (Санкт-Петербург, Россия)

д-р физ.-мат. наук **О.А. Трошечев** (Санкт-Петербург, Россия)

чл.-корр. РАН **Н.Н. Филатов** (Петрозаводск, Россия)

академик РАН **М.В. Флинт** (Москва, Россия)

д-р геогр. наук **К.В. Чистяков** (Санкт-Петербург, Россия)

#### Редакционный совет:

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

академик РАН **В.Д. Каминский** (Санкт-Петербург, Россия), академик РАН **Г.Г. Матишов** (Ростов-на-Дону, Россия),

академик РАН **В.М. Котляков** (Москва, Россия), академик РАН **О.Н. Пугачев** (Санкт-Петербург, Россия),

академик РАН **В.А. Румянцев** (Санкт-Петербург, Россия), чл.-корр. РАН **А.А. Тишков** (Москва, Россия)

#### Редакция

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

Литературный редактор – **Е.В. Миненко**

Оригинал-макет и подготовка к печати: **А.А. Меркулов**

*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 of Sci. (Physics and mathematics),**  
**Moscow, Russia**

**Deputy of the Editor-in-Chief:**

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

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

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

#### Members of the editorial board:

**Genrikh V. Alekseev**, Dr. of Sci., St. Petersburg, Russia

**Leonid P. Bobylev**, Cand. of Sci., St. Petersburg, Russia

**Kirill V. Chistyakov**, Dr. of Sci., St. Petersburg, Russia

**Stanislav G. Denisenko**, Dr. of Sci., St. Petersburg, Russia

**Dmitry V. Divine**, Cand. of Sci., Tromsø, Norway

**Sergey A. Dobrolyubov**, academician, Dr. of Sci., Moscow, Russia

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

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

**Mikhail V. Flint**, academician, Dr. of Sci., Moscow, Russia

**Mikhail N. Grigoriev**, Dr. of Sci., Yakutsk, Russia

**Vladimir M. Kattsov**, Dr. of Sci., St. Petersburg, Russia

**Boris V. Kozelov**, Dr. of Sci., Murmansk, Russia

**Marina O. Leibman**, Dr. of Sci., Tyumen, Russia

**Matti Leppäranta**, Ph.D., Prof. emer., Helsinki, Finland

**Vladimir A. Likhomanov**, Cand. of Sci., St. Petersburg, Russia

**Vladimir F. Loginov**, academician, Dr. of Sci., Minsk, Belarus

**Alexander P. Makshtas**, Dr. of Sci., St. Petersburg, Russia

**Alexey V. Marchenko**, Dr. of Sci., Longyearbyen, Norway

**Evgeny U. Mironov**, Dr. of Sci., St. Petersburg, Russia

**Vladimir F. Radionov**, Cand. of Sci., St. Petersburg, Russia

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

**Kirill E. Sazonov**, Dr. of Sci. St., Petersburg, Russia

**Konstantin G. Stavrov**, Dr. of Sci., St. Petersburg, Russia

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

**Leonid A. Timokhov**, Dr. of Sci., St. Petersburg, Russia

**Oleg A. Troshichev**, Dr. of Sci., St. Petersburg, Russia

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

#### Editorial Council:

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

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

**Vladimir M. Kotlyakov**, academician, Moscow, Russia;

**Genady G. Matishov**, academician, Rostov on the Don;

**Oleg N. Pugachev**, academician, St. Petersburg, Russia;

**Vladislav A. Rumiantsev**, academician, St. Petersburg, Russia;

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

#### Editorial

Executive Secretary – **Irina A. Alekhina**

Literary Editor – **Elena V. Minenko**

Original layout and preparation for printing: **Alexander A. Merkulov**

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

*Registration Certificate for the web publishing ЭЛ № ФС 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

- Г.Н. Войнов, А.А. Пискун.* Приливные и непериодические колебания  
уровня воды в средней части Обской губы ..... 272
- Е.С. Егорова, Н.А. Лис, Е.У. Миронов.* Основные факторы,  
определяющие межгодовые изменения возрастной структуры  
ледяного покрова отдельных районов Баренцева моря..... 290
- А.Б. Тимофеева, М.В. Шаратунова, У.В. Прохорова.*  
Оценка многолетней изменчивости толщины припая  
в морях Российской Арктики по данным полярных станций..... 310
- Т.В. Шевелева, А.В. Юлин.* Возрастной состав льдов  
в юго-западной части Чукотского моря в осенне-зимний период..... 331

### МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ

- Н.Н. Соколичина, И.И. Леонов.*  
Преобладающие виды гололедно-изморозевых отложений  
по наблюдениям на станциях Обской губы..... 343

### ГИДРОЛОГИЯ СУШИ И ГИДРОХИМИЯ

- G.V. Borisenko, A.A. Polukhin, M.V. Flint.* Dissolved silicon and nitrogen  
in glacial rivers and water of Blago bay (Russian Arctic, Novaya Zemlya):  
origin, variability and spreading ..... 356

### ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ

- А.А. Екайкин, А.Н. Верес.* Изменение температуры  
в Центральной Антарктиде после крупных вулканических извержений  
во втором тысячелетии нашей эры..... 374

---

## Contents

### OCEANOLOGY

- G.N. Voinov, A.A. Piskun.* Tidal and nontidal variations in the water level in the middle part of the Ob' Bay..... 272
- E.S. Egorova, N.A. Lis, Ye.U. Mironov.* Drivers of interannual variations of ice age composition in sub-areas of the Barents Sea..... 290
- A.B. Timofeeva, M.V. Sharatunova, U.V. Prokhorova.*  
Estimation of fast ice thickness multiyear variability in the Russian Arctic seas according to polar stations data..... 310
- T.V. Sheveleva, A.V. Yulin.* Age composition of the sea ice in southwestern part of the Chukchi Sea in the autumn-winter period..... 331

### METEOROLOGY AND CLIMATOLOGY

- N.N. Sokolikhina, I.I. Leonov.* Dominant types of ice accretions according to observations at Ob' Bay stations..... 343

### HYDROLOGY OF LAND AND HYDROCHEMISTRY

- G.V. Borisenko, A.A. Polukhin, M.V. Flint.* Dissolved silicon and nitrogen in glacial rivers and water of Blago bay (Russian Arctic, Novaya Zemlya): origin, variability and spreading ..... 356

### GLACIOLOGY AND CRYOLOGY OF THE EARTH

- A.A. Ekaykin, A.N. Veres.* Temperature shifts in Central Antarctica after major volcanic eruptions in the second millennium of the Common Era ..... 374

ОКЕАНОЛОГИЯ  
OCEANOLOGY

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-272-289>  
УДК 551.466.713



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

**Приливные и неперIODические колебания уровня воды  
в средней части Обской губы***Г.Н. Войнов<sup>1,2\*</sup>, А.А. Пискун<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> — ФГБУ Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова,  
Санкт-Петербургское отделение, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup> — ГИЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,  
Санкт-Петербург, Россия

\*[voinovgn@mail.ru](mailto:voinovgn@mail.ru)

**Резюме**

Предложены новые оценки гармонических постоянных прилива на летний (август) и зимний (апрель) периоды на постах Сабетта, Утренний, на постах Тадибеяха и Сеяха, а также в пунктах м. Харсе, м. Яптик-Сале, м. Котельникова и м. Хампуль-Яха. Исследование неперIODических колебаний уровня на постах Тадибеяха и Сеяха основано на однородных рядах, а также остаточных (наблюдения минус предвычисления).

**Ключевые слова:** волна  $M_2$ , гармонические постоянные, приливы, сезонный ход, статистические характеристики.

**Для цитирования:** Войнов Г.Н., Пискун А.А. Приливные и неперIODические колебания уровня воды в средней части Обской губы // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 3. С. 272–289. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-272-289>.

Поступила 15.06.2023

После переработки 10.08.2023

Принята 14.08.2023

## Tidal and nontidal variations in the water level in the middle part of the Ob' Bay

Gennadiy N. Voinov<sup>1,2\*</sup>, Alexander A. Piskun<sup>2</sup>

<sup>1</sup> — State Oceanographic Institute, St. Petersburg Branch, St. Petersburg, Russia

<sup>2</sup> — State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

\*voinovgn@mail.ru

### Summary

New estimates are suggested of harmonic constants of the tide for the summer (August) and winter (April) periods at the Sabetta, Utrenny posts, at the Tadibeyakha and Seyakha posts, as well as at the points of Cape Kharse, Cape Yaptik-Sale, Cape Kotelnikova and Cape Hampul-Yakha. The harmonic analysis of the tide was carried out using the least squares method according to the AARI version. According to AARI expedition observations in Sabetta for the period 2012–2016, and in Salman for the period 2016–2019, average vector estimates for each month of the year have been obtained. The observations were made using the ADCP device installed at autonomous buoy stations. Hourly level observations at the Seyakha and Tadibeyakha posts for the entire observation period from 1968 to 1992 were brought to a homogeneous form using the calibration method. The historical observations of the level at the points of Cape Kharse, Cape Yaptik-Sale, Cape Kotelnikova and Cape Khampul-Yakha, carried out in different years, are of scientific interest. Since the results of their processing and analysis in the original sources contained errors and did not include shallow water constituents, our analysis results are presented. Our tests show a significant contribution of shallow water constituents in the Ob' Bay to the description of the tide curve and the calculation of the heights and times of high and low waters. Inter-annual and intra-annual estimation is given of the dispersions of the total and tidal level fluctuations in Seyakha and Tadibeyakha for the entire observation period. Comparison of the average seasonal course of the tide in the annual cycle based on the results of tide analysis in Seyakha and Tadibeyakha (XX century) and Sabetta and Utrenny (XXI century) shows significant differences. The study of surges of level is based on uniform series, as well as residual ones (observations minus predictions).

**Keywords:**  $M_2$  tide, harmonic constants, seasonal variation, statistical characteristics, tides.

**For citation:** Voinov G.N., Piskun A.A. Tidal and nontidal variations in the water level in the middle part of the Ob' Bay. Arctic and Antarctic Research. 2023, 69 (3): 272–289. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-272-289>.

Received 15.06.2023

Revised 10.08.2023

Accepted 14.08.2023

### ВВЕДЕНИЕ

Изучение режима колебаний уровня воды и течений в Обской губе началось в середине XX в. в связи с необходимостью обеспечения безопасности плавания в мелководной Обской губе и техническим обоснованием при строительстве портов и инженерных сооружений. В работе В.Г. Корта [1] была исследована структура непериодических колебаний уровня арктических морей, найдены связи стонно-нагонных колебаний с анемобарическим режимом и разработана методология прогноза суммарных колебаний уровня в отдельных пунктах в арктических морях и, в том числе, у м. Ям-Сале в Обской губе.

А.В. Коптева [2] выполнила обширное исследование приливных и непериодических колебаний уровня и течений Обской губы на более полном материале наблюдений, полученных на полярных станциях и собранных в экспедициях по 1950 г. В этой работе даны разнообразные сведения и различные характеристики

приливов для летнего и зимнего периодов. Впервые установлена сезонная изменчивость прилива под влиянием ледяного покрова. В этой работе Коптева использовала результаты анализа приливов, которые опубликованы в справочнике [3].

Под средней частью Обской губы, рассматриваемой в данной работе, подразумевается акватория между м. Тамбей и м. Каменный. Здесь расположены такие объекты, как порт Сабетта, Салмановский участок (проект Арктик СПГ-2), терминал «Ворота Арктики». Правительством России поставлена задача круглогодичной навигации в Обской губе. Поэтому для обеспечения безопасности судоходства, в особенности при прохождении фарватеров и при швартовых операциях, требуются режимные характеристики колебаний уровня.

Для средней части Обской губы в справочнике [3] даны гармонические постоянные по 6 пунктам. Заметим, что гармонический анализ кратковременных наблюдений за уровнем проводился в то время по методу Дарвина, а мелководные волны высших порядков не вычислялись. Метод Дарвина представляет собой упрощенный Фурье-анализ. При применении метода Дарвина результаты имеют погрешности из-за несовпадения частот Фурье-анализа с истинными угловыми скоростями волн, а также из-за влияния соседних частот на выделяемую волну [4]. При ревизии наблюдений за уровнем по полученным данным, копии которых имеются в фондах ААНИИ или приведены в справочнике [3], были обнаружены ошибки в опубликованных результатах анализа приливов. В монографии [5] этот факт отмечается, но полностью новые результаты обработки и анализа не даны.

Современное обобщение данных гидрологического режима Обской и Тазовской губ выполнено в монографии [5]. Монография представляет характеристики режима неперiodических и приливных колебаний уровня для периода второй половины XX в. и начала XXI в. В работе [6] рассмотрены колебания уровня на постах Тадибеяха и Сеяха по данным наблюдений за 1968–1992 гг. Однако не затронуты материалы экспедиционных наблюдений на автономных буйковых станциях (АБС),

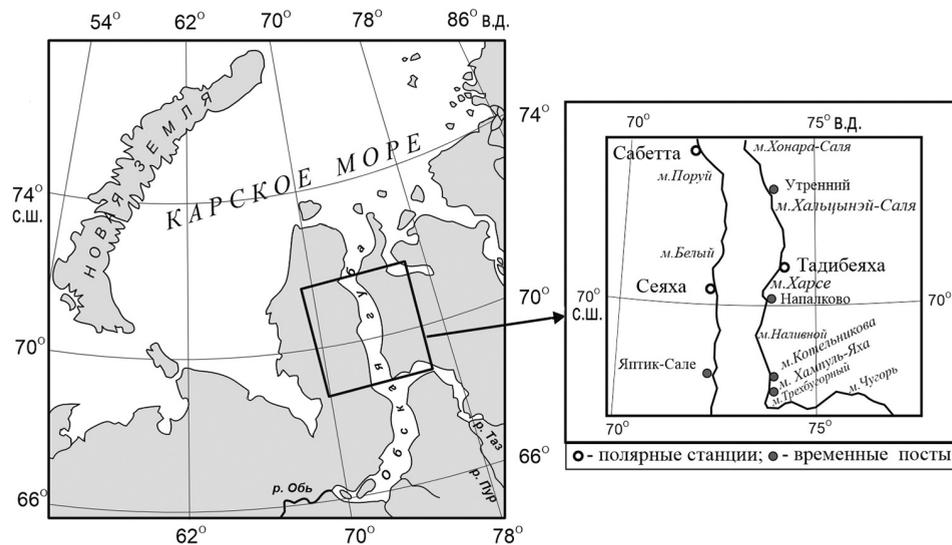


Рис. 1. Расположение уровенных постов

Fig. 1. Location of level posts

полученные ААНИИ (лаборатория «Арктик-Шельф») в районе порта Сабетта и пункта Утренний в районе Салмановского месторождения.

Целью данной работы является исследование общих особенностей режима приливных и непериодических колебаний уровня воды в средней части Обской губы (рис. 1) на основе новых результатов гармонического анализа приливов.

## МАТЕРИАЛЫ НАБЛЮДЕНИЙ, ИХ ОБРАБОТКА И АНАЛИЗ

### Гармонический анализ приливов в порту Сабетта и пункте Утренний по датчикам давления

Измерения колебаний уровня моря в экспедициях ААНИИ в 2000-е гг. выполнялись по датчику гидростатического давления устройства ADCP (Акустический доплеровский измеритель течения (*Acoustic Doppler current profiler*)) или с помощью других приборов гидростатического типа с дискретностью 15 и 10 минут. Данные были переведены в метрическую систему после учета поправок за атмосферное давление.

Заданная при постановке приборов дискретность измерений позволила применить сглаживающие фильтры для понижения уровня высокочастотного шума [7]. При этой процедуре происходит укорочение длины временного ряда на 34 (при дискретности 15 мин) или 52 (при дискретности 10 мин) значения. Затем производилась выборка ежечасных значений (децимация).

Для ежечасных временных рядов колебаний уровня моря нами разработан способ контроля и редакции случайных выбросов. Контроль по программе временных рядов производился с заданием критерия отклонения более 6 см [4, 5]. Далее ежечасные временные ряды подвергались обработке фильтром нижних частот для подавления влияния непериодических колебаний. С целью устранения срезки при фильтрации (48 значений ряда теряется) временные ряды предварительно дополнялись в начале и конце рядов с помощью предвычисления. Затем по полученным временным рядам производился гармонический анализ прилива по методу наименьших квадратов (МНК) по версии ААНИИ [4]. Продолжительность наблюдений в разные годы в основном колебалась от 20 до 60 суток. Поэтому возможность выделения основных волн прилива по таким сериям была различной. Для описания прилива в настоящее время наименьшим оптимальным периодом считается месячная серия измерений. Более короткие серии могут быть использованы с известными допущениями, но годятся в основном только для разведочного предварительного анализа. При выборе списка волн для анализа в целом мы следовали критерию Рэлея [4]. Отступление от этого правила было сделано для волны  $N_2$ , которая, как показали эксперименты, надежно разрешается по рядам с хорошим качеством измерений при длительности около 20 суток (критерий Рэлея требует 28 суток). Однако волны  $Q_1$ ,  $J_1$ ,  $L_2$ ,  $\mu_2$  и другие не были включены в анализ для периодов менее 30 суток, т. к. они ненадежно разрешаются по таким данным. Но их амплитуда в этой акватории мала и не влияет на разрешение других волн. В целом было выделено от 18 до 32 волн для периодов от 20 до 60 суток соответственно в суточном, полусуточном, 1/3-суточном, 1/4-суточном, 1/6-суточном и 1/8-суточном классах прилива.

Результаты по волнам  $K_1$ ,  $S_2$ ,  $N_2$  во втором приближении исправлялись от влияния второстепенных волн соответственно  $\pi_1$ ,  $S_1$ ,  $\psi_1$ ,  $\phi_1$ ,  $P_1$ ;  $K_2$ ,  $T_2$ ,  $R_2$ ;  $\nu_2$  по теоретическим соотношениям.

По Фурье-анализу остаточных рядов (наблюдения минус предвычисления) были рассчитаны средние уровни шума, средние квадратичные отклонения (СКО) в классах приливов и по ним определены 95 % доверительные интервалы для

оценки точности. Эти значения в суточном, полусуточном, 1/3-суточном, 1/4-суточном и 1/6-суточном классах прилива в целом соответственно равны  $\pm 1,86$ – $1,33$ ;  $\pm 2,63$ – $0,76$ ;  $\pm 0,35$ – $0,18$ ;  $\pm 0,47$ – $0,12$ ;  $\pm 0,29$ – $0,14$  см. При этом большие значения (по абсолютной величине) в этих границах относятся к коротким рядам наблюдений (15–20 суток), а меньшие — к продолжительным измерениям (60 суток).

Для исследования приливов в конкретном пункте иногда бывает достаточно одной месячной или, в крайнем случае, даже полумесячной серии ежечасных измерений. Но в Обской губе отмечается сильная сезонная изменчивость приливов и течений. Поэтому для адекватного описания прилива необходимо определять его характеристики на каждый месяц года. В самом крайнем варианте желательно иметь гармонические постоянные основных волн для августа, которые приближенно почти не меняются для всего летнего периода (июль–октябрь), и для апреля, в котором в среднем наблюдается максимальное гашение приливной волны.

Здесь уместно также обратить внимание на крайне важный аспект, которому не придется значения в расчете приливов в арктических морях. До настоящего времени основным источником сведений о приливах в арктических морях, в частности в Карском море и Обской губе, являлся справочник [3]. В нем помещены гармонические постоянные для 153 пунктов (в Обской и Тазовской губах — для 27 пунктов). Однако в этом справочнике даны амплитуды и фазы (углы положений) только для 8 основных суточных и полусуточных волн. Но отсутствуют сведения о мелководных волнах. Покажем, насколько важна роль мелководных волн в точном описании кривой прилива и влиянии этих волн на расчет полных и малых вод.

На рис. 2а показаны кривые прилива в Сеяхе в летний период при задании для предвычисления всех 32 волн, выделяемых из месячных серий, и только для 19 волн без мелководных составляющих. На рис. 2б и 2в показаны расхождения в моментах и временах полных (ПВ) и малых (МВ) вод в течение месяца между двумя кривыми.

Статистические оценки, полученные по временным рядам разностей ПВ и МВ между полным и ограниченным расчетами прилива, дают следующее. Среднее квадратичное отклонение разностей высот составляет за месяц  $\pm 4,07$  см. Максимум разностей ПВ достигает  $+5,7$  см, а минимум равен  $-12,6$  см. СКО разностей времен ПВ и МВ за месяц равно  $\pm 42$  мин. При этом максимум достиг  $+1,1$  ч, а минимум —  $-1,6$  ч. Как видно из этих оценок, расхождения настолько большие, что расчет прилива без мелководных волн дает плохие результаты, неадекватные наблюдениям.

На первый взгляд кажется неожиданным такое сильное проявление эффекта мелководных волн. Но, согласно классической работе [8], есть простое объяснение этому эффекту, который возникает как проявление действия редуцированных множителей мелководных волн на их амплитуду, рассчитываемых как квадраты (при периоде 4 ч), кубы (при периоде 6 ч) и т. д. по редуцированному множителю волны  $M_2$ . Поэтому в приводимых нами ниже результатах везде даны основные мелководные волны.

Круглогодичные ежечасные уровенные наблюдения на посту Тадибеяха ( $70^\circ 22'$  с. ш.;  $74^\circ 08'$  в. д.) начаты в 1968 г., а на посту Сеяха ( $70^\circ 09,6'$  с. ш.;  $72^\circ 33,5'$  в. д.) в 1971 г. Условия наблюдений подробно освещены в работах [5, 6]. В этих работах показано, что уровенные наблюдения, проводимые в р. Сеяха, не могут с достаточной степенью точности отражать уровенный режим прилегающей акватории Обской губы. Наблюдения на обоих постах велись иногда с большими внутрисуточными перерывами. Как следствие, обработка наблюдений проводилась с несколькими приближениями. С 1994 г. срочные наблюдения на постах прекращены.

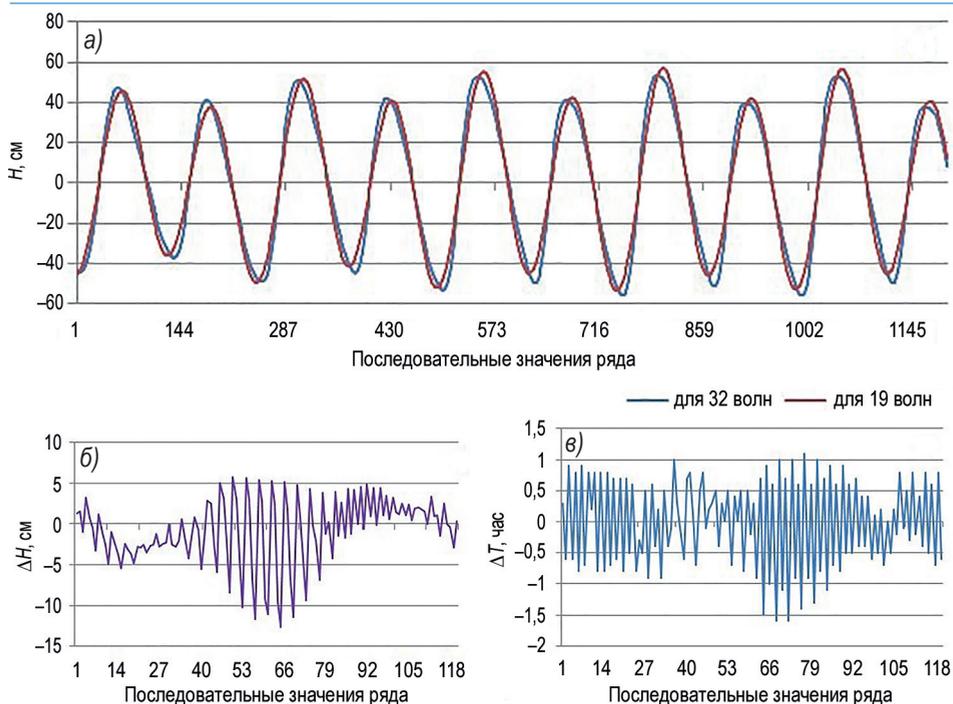


Рис. 2. Кривые предвычисленного прилива с дискретностью 6 мин по набору для 32 волн и 19 волн (без мелководных приливов) для 15–20 августа 2019 г. в Сеяхе в сизигию (а). Кривые разностей высот (б) и времен (в) полных и малых вод двух временных рядов за 1–30 августа 2019 г.

Fig. 2. Tide curves prediction with intervals of 6 min over a set for 32 constituents and 19 constituents (without shallow water tides) for 15–20 August 2019 in Seyakh in syzygy (a). Curves of differences in heights (b) and times (c) of high and low waters of two time series in 1–30 August 2019

Детальная оценка качества наблюдений за уровнем в Тадибеяхе и Сеяхе дана в табл. 1 и 2. Также в этих таблицах приведены оценки суммарных, приливных и остаточных колебаний уровня по многолетним наблюдениям за уровнем (они будут прокомментированы ниже).

При сравнении данных в табл. 1 и табл. 2 видно, что качество наблюдений в Сеяхе уступает таковому в Тадибеяхе. В 6 годах наблюдалась гидравлическая потеря связи с морем в зимний период (в Тадибеяхе только в 2 года). В среднем дисперсия суммарных колебаний в Сеяхе больше, чем в Тадибеяхе. Этот факт является отражением общей закономерности — у левого берега Обской губы наблюдается более интенсивное развитие неперiodических и приливных колебаний уровня по сравнению с правым берегом.

Первой задачей приведения наблюдений к однородным рядам является установление точной привязки годовых серий к Балтийской системе высот. Отметка нуля поста претерпевала уточнения по мере проведения нивелировочных работ. Но в ряде случаев была нарушена однородность ряда наблюдений, в связи с чем при использовании данных за многолетний период были введены определенные поправки к значениям уровней, полученным для перехода к единому нулю [9].

Качество наблюдений за уровнем на станции Тадибейха в 1968–1988 гг.  
и оценки дисперсий суммарных ( $D_2$ ), остаточных ( $D_{ост}$ ) и приливных колебаний уровня  
Table 1

The quality of level observations at the Tadibeyakha station over the 1968–1988 period  
and the variance of the total ( $D_2$ ), residual ( $D_{ост}$ ) and tidal level fluctuations

Годы	$D_2$ , см <sup>2</sup>	$D_{ост}$ , см <sup>2</sup>	Вклад прилива, %	Примечание
1968	469,99	253,52	46,0	Пропуски
1969	637,27	368,85	42,1	Потеря связи
1970	1084,61	686,80	36,7	
1971	773,88	520,36	32,8	
1972	710,26	531,95	25,1	
1973	693,47	455,13	34,4	Потеря связи
1974	640,32	395,99	38,2	
1975	507,69	262,12	48,4	
1976	420,76	222,83	47,0	
1977	217,78	289,67	33,5	
1978	468,76	262,07	44,1	Пропуски
1979	(241,52)	(32,39)	(86,6)	Пропуски. Потеря связи
1980	457,42	278,49	39,1	Пропуски
1981	720,99	388,49	46,1	
1982	408,78	197,83	51,6	Пропуски
1983	453,29	251,49	44,5	
1984	596,82	465,97	21,9	
1985	753,93	521,04	30,9	
1986	1016,08	671,13	33,9	
1987	608,10	323,98	46,7	
1988	458,33	312,05	31,9	Пропуски
Среднее	587,62	366,29	41,0	

Примечание. Пропуски — общее количество пропущенных суток наблюдений в году более 1 месяца; потеря связи — общее число суток потери гидравлической связи с морем более 1 месяца. В скобках даны сомнительные значения.

Note. Omissions — the total number of missed observation days in a year for more than 1 month; loss of communication — the total number of days of loss of hydraulic communication with the sea for more than 1 month. Doubtful values are given in parentheses.

Таблица 2

Качество наблюдений за уровнем на станции Сеяха за период 1973–1992 гг.  
и оценки дисперсий суммарных ( $D_2$ ), остаточных ( $D_{ост}$ ) и приливных колебаний уровня  
Table 2

The quality of level observations at the Seyakha station over the 1973–1992 period  
and the variance of the total ( $D_2$ ), residual ( $D_{ост}$ ) and tidal level fluctuations

Годы	$D_2$ , см <sup>2</sup>	$D_{ост}$ , см <sup>2</sup>	Вклад прилива, %	Примечание
1973	833,83	466,35	44,1	Потеря связи
1974	557,15	317,04	43,1	То же
1975	740,43	377,71	49,0	
1976	598,39	357,15	40,3	

Годы	$D_{22}$ , см <sup>2</sup>	$D_{ост}$ , см <sup>2</sup>	Вклад прилива, %	Примечание
1977	526,67	435,79	58,6	Потеря связи
1978	610,97	384,84	37,0	То же
1979	970,84	553,13	43,0	“
1980	362,18	174,23	51,9	Пропуски
1981	651,27	461,58	29,1	
1982	663,47	381,12	42,5	Потеря связи
1983	589,18	394,26	33,1	
1984	482,53	308,22	36,1	
1985	581,67	501,48	13,8	
1986	651,88	320,21	50,9	
1987	766,35	193,99	74,7	Пропуски
1988	490,44	264,75	46,0	
1989	437,16	143,13	67,2	Пропуски
1990	497,83	257,51	48,3	
1991	602,06	248,49	58,7	
1992	(431,63)	(66,78)	(84,5)	Пропуски
Среднее	593,78	338,68	47,6	

*Примечание.* Пропуски — общее количество пропущенных суток наблюдений в году более 1 месяца; потеря связи — общее число суток потери гидравлической связи с морем более 1 месяца. В скобках даны сомнительные значения.

*Note.* Omissions — the total number of missed observation days in a year for more than 1 month; loss of communication — the total number of days of loss of hydraulic communication with the sea for more than 1 month. Doubtful values are given in parentheses.

Способ калибровки [10] позволяет привести ежедневные и срочные наблюдения к однородным рядам, но для его применения необходимо иметь модель прилива. На первом этапе были обработаны гармоническим анализом по МНК все имеющиеся *ежечасные* серии с целью формирования оценок гармонических постоянных прилива на каждый месяц года. При этом использовались годовые серии без пропусков и потери гидравлической связи с морем за отдельные интервалы времени в зимний период. Затем была разработана программа предвычисления прилива на основе 12 наборов списков волн прилива (32 суточных, полусуточных и мелководных волн в каждом месяце). Причем в эти списки были включены долгопериодные приливы (до 7 волн:  $M_n, S_a, S_{sa}, S_{la}, S_{qa}, M_m, M_f$ ).

#### СООТНОШЕНИЕ ПРИЛИВНЫХ И НЕПЕРИОДИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ. ВНУТРИГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ В ТАДИБЕЯХЕ И СЕЯХЕ

Попытка определения соотношения приливных и непериодических (сгонно-нагонных) колебаний уровня была предпринята в работе [1]. Критерием приливных колебаний считалось отношение амплитуды (величины) среднего сизигийного значения прилива в летний период к амплитуде сгонно-нагонных колебаний, которая выбиралась по имеющимся к 1940 г. наблюдениям. Понятно, что полученные результаты носили очень приближенный характер. Следующая подобная карта для Обской губы представлена в работе [2]. Если в отношении прилива сведений было получено достаточно, то по сгонно-нагонным колебаниям рассчитывались относительные гипотетические значения. В целом достоверность карты также была неполной.

В настоящей работе авторы определили дисперсию наблюдений для однородных годовых ежечасных рядов в качестве показателя энергетики суммарных колебаний уровня воды. Остаточные годовые ряды (наблюдения минус предвычисление) приняты для расчета дисперсии непериодических колебаний уровня воды. Дисперсия предвычисленных годовых рядов дает оценку приливных колебаний уровня. В некоторые годы оценки дисперсий могут быть смещенными вследствие присутствия пропусков общим количеством более 1 месяца или в случае потери гидравлической связи с губой в зимний период в отдельные интервалы времени, т. к. при этом сомнительные измерения заменялись на предвычисленные значения.

Из данных табл. 1 видно, что максимум дисперсии суммарных и непериодических колебаний уровня наблюдался в 1970 г. Минимум дисперсии суммарных колебаний уровня отмечался в 1977 г., а остаточных — в 1976 г. Вклад приливных колебаний в году в среднем составил 41 % с максимумом 51,6 % (1982) и минимумом в 21,9 % (1984). Этот вывод о вкладе прилива является новым и не совсем обычным. Средняя продолжительность ледового периода составляет в средней части Обской губы около 290 дней, но, несмотря на сильное гашение прилива в зимний период, его вклад в среднем остается существенным.

Максимум дисперсии суммарных колебаний уровня наблюдался в 1973 г., а непериодических — в 1979 г. (см. табл. 1 и 2). Минимум дисперсии суммарных и остаточных колебаний уровня отмечался в 1989 г. Вклад приливных колебаний в году в среднем составил 47,6 % с максимумом 74,7 % (1987) и минимумом в 13,8 % (1985). То есть какой-либо корреляции с наступлением аналогичных явлений в Тадибеяхе не заметно. В целом на станции Сеяха колебания уровня в мезомасштабном диапазоне отражают местные условия и не являются репрезентативными для открытой части Обской губы.

Рассмотрим изменчивость дисперсий суммарных, непериодических (остаточных) и приливных колебаний уровня в годовом цикле. Для этого рассчитаем дисперсии по месяцам для отдельных лет, в которых наблюдался близкий к среднему уровень дисперсии суммарных колебаний. Конечно, при этом привлекались годовые серии с хорошим качеством без пропусков наблюдений и без потери сообщения с морем в зимний период.

Для станции Тадибеяха расчет выполнен для ежечасной годовой серии за 1984 г.

На рис. 3 показан ход в годовом цикле дисперсий суммарных колебаний, непериодических (остаточных) и вклад приливных колебаний.

Из рис. 3 видно, что кривые хода дисперсий остаточных и приливных колебаний находятся в противофазе. В зимний период в январе–марте вклад прилива небольшой, а дисперсия остаточных колебаний значительно выше. Начиная с апреля по сентябрь преобладают приливные колебания уровня. По сравнению с ними дисперсия остаточных колебаний существенно ниже.

Показательным фактом на рис. 3 является необычно резкое усиление дисперсии суммарных и непериодических колебаний уровня в феврале. Это свидетельствует о возможности развития больших сгонно-нагонных колебаний в зимний период при наличии ледяного покрова.

По станции Сеяха был выбран 1976 г. с хорошим качеством наблюдений и средним уровнем общей дисперсии за год. На рис. 4 дан ход в годовом цикле дисперсий суммарных колебаний, непериодических (остаточных) и вклад приливных колебаний.

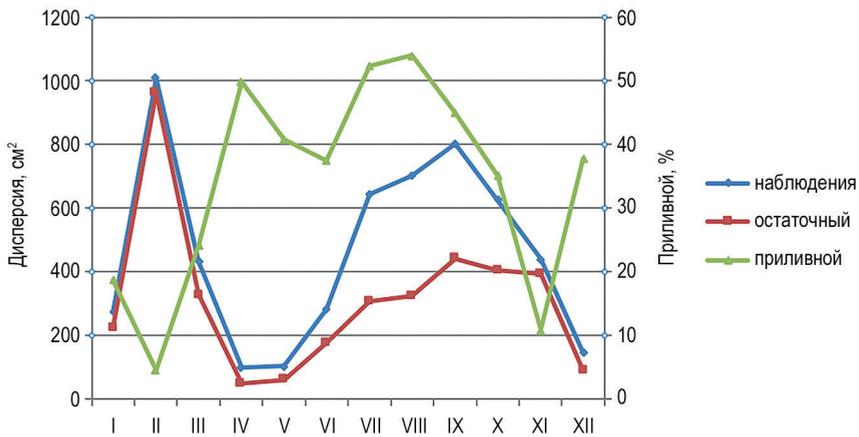


Рис. 3. Кривые хода в годовом цикле значений дисперсий суммарных, остаточных (непериодических) и приливных колебаний уровня на станции Тадибейаха в 1984 г.

Fig. 3. Variation curves in the annual cycle of the variance of the total, residual (non-periodic) and tidal level fluctuations at the Tadibeyakha station in 1984

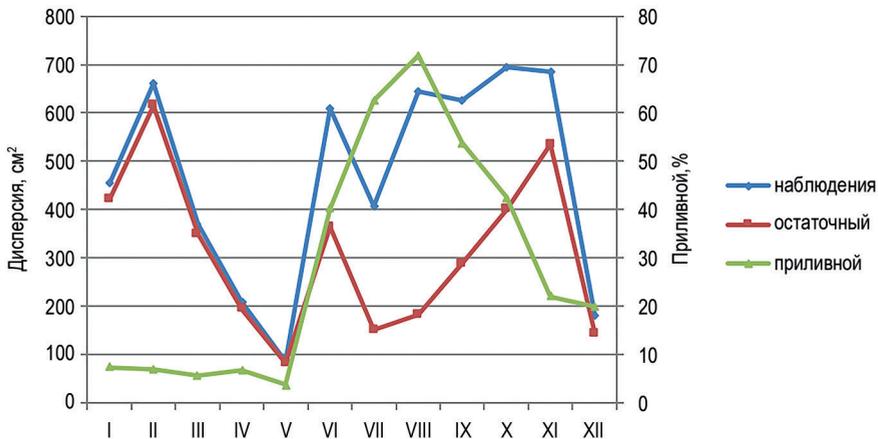


Рис. 4. Кривые хода в годовом цикле значений дисперсий суммарных, остаточных (непериодических) и приливных колебаний уровня на станции Сеяха в 1976 г.

Fig. 4. Variation curves in the annual cycle of the values of the variance of the total, residual (non-periodic), and tidal level fluctuations at the Seyakha station in 1976

Здесь так же, как и в Тадибейахе, наблюдается противоположный ход кривых остаточных дисперсий и приливных колебаний уровня. Но более резко выражен вклад приливных колебаний в июле–октябре, и значительно более сильное ослабление прилива происходит в январе–мае. Кривые хода суммарных и остаточных дисперсий показывают наличие больших стонно-нагонных явлений в зимний период в январе–феврале и октябре.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА ПРИЛИВНЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ

В порту Сабетта и пункте Салман были рассчитаны средние векторные оценки гармонических постоянных на каждый месяц года. При этом использовались

экспедиционные наблюдения за уровнем в Сабетте за 2012–2106 гг., а в пункте Утренний — за 2012–2019 гг.

Для постов Сеяха и Тадибеяха по однородным (исправленным) рядам были рассчитаны заново средние месячные значения констант основных волн прилива. Они несколько различаются с приведенными в работе [4] вследствие измененной методики расчета. В расчете использованы годы, в которых не было пропусков и потери гидравлической связи с морем в зимний период. В табл. 3 даны гармонические постоянные 11 волн прилива на август и апрель.

Выше уже отмечалось наличие ошибок в обработке исторических кратковременных наблюдений за уровнем. Поэтому в табл. 4 приведены результаты нашего гармонического анализа в 4 пунктах. Эти исторические наблюдения были произведены в XX в. в местах расположения факторий, имеющих в то время значение для

Таблица 3

Гармонические постоянные прилива по многолетним наблюдениям в пунктах Сабетта, Утренний, Сеяха, Тадибеяха для летнего периода (август) и зимнего периода (апрель)

Table 3

Harmonic constants of the tide for the summer (August) and winter (April) periods at the Sabetta, Utrenny posts, at the Tadibeyakha and Seyakha post

Характеристика	Волны										
	$O_1$	$O_1$	$P_1$	$K_1$	$N_2$	$M_2$	$S_2$	$K_2$	$M_4$	$MS_4$	$M_6$
	Сабетта (август)										
$H$	1,1	2,6	1,8	5,4	5,3	41,3	17,7	4,8	3,1	2,5	0,7
$g$	32	164	310	310	360	35	113	113	347	81	286
	Сабетта (апрель)										
$H$	0,6	2,4	1,5	4,5	3,5	26,9	11,6	3,2	0,9	0,9	0,2
$g$	44	162	321	321	47	78	146	146	60	145	6
	Утренний (август)										
$H$	1,1	2,3	1,4	4,4	2,4	18,9	7,6	2,1	1,8	1,4	0,5
$g$	95	226	345	345	64	100	174	174	68	153	34
	Утренний (апрель)										
$H$	1,4	1,6	1,0	2,9	2,1	13,1	6,1	1,7	0,7	0,8	0,1
$g$	55	194	3	3	108	127	193	193	124	190	75
	Сеяха (август)										
$H$	0,9	1,0	1,4	4,2	2,6	26,5	10,3	2,8	3,2	2,8	0,5
$g$	78	218	3	3	139	172	256	256	269	10	323
	Сеяха (апрель)										
$H$	0,2	0,9	0,3	0,8	0,6	4,8	1,7	0,5	0,4	0,3	0,1
$g$	103	269	17	17	208	282	4	4	142	202	123
	Тадибеяха (август)										
$H$	1,2	1,6	1,2	3,6	3,3	25,0	9,8	2,6	1,1	1,2	0,5
$g$	94	204	355	355	111	145	226	226	153	254	179
	Тадибеяха (апрель)										
$H$	0,6	1,1	0,6	1,9	1,0	6,7	2,5	0,7	0,2	0,2	0,1
$g$	77	236	45	45	172	220	292	292	18	63	5

Примечание.  $H$  — амплитуда, см;  $g$  — угол положения, град; волны  $P_1$ ,  $K_2$ ,  $N_2$  даны во втором приближении по известным теоретическим соотношениям. Углы положений приведены к нулевому поясу; координаты временных постов: Сабетта (71° 17' с. ш.; 72° 02,1' в. д.), Утренний (71° 00' с. ш.; 73° 45' в. д.).

Note.  $H$  is the amplitude, cm;  $g$  is the position angle, deg; waves  $P_1$ ,  $K_2$ ,  $N_2$  are given in the second approximation according to known theoretical relations. The position angles are given to the 0 zone; coordinates of temporary posts: Sabetta (71° 17' N; 72° 02.1' E), Utrenny (71° 00' N; 73° 45' E).

рыбного или охотничьего промысла [3]. В настоящее время эти наблюдения имеют самостоятельный научный интерес.

Из данных в работах [2, 4, 6] следует, что наибольшее гашение прилива ледяным покровом в среднем наблюдается в апреле, а максимальное развитие прилива происходит в августе.

В табл. 5 приведены значения характера прилива, величин отношения амплитуд волн  $S_2/M_2$  и волн  $M_4/M_2$  для лета (август) и зимы (апрель) в пунктах с результатами анализа за летний и зимний периоды.

Согласно данным в табл. 5, прилив в летний период в средней части Обской губы носит правильный полусуточный характер (за исключением района у пункта Утренний), а в зимний период приобретает смешанный, в основном полусуточный характер. В качестве критерия характера (формы) прилива использован критерий

Таблица 4

**Гармонические постоянные прилива по историческим наблюдениям  
в пунктах м. Харсе, м. Котельникова, м. Яптик-Сале, м. Хампульт-Яха  
для летнего периода (август) и зимнего периода (апрель)**

Table 4

**Harmonic constants of the tide for the summer (August) and winter (April) periods  
at the points of Cape Kharse, Cape Yaptik-Sale, Cape Kotelnikova and Cape Hampul-Yakha**

Характеристика	Волны										
	$Q_1$	$O_1$	$P_1$	$K_1$	$N_2$	$M_2$	$S_2$	$K_2$	$M_4$	$MS_4$	$M_6$
	Харсе (август 1926)										
$H$	0,4	1,6	1,1	3,4	2,5	24,6	9,1	2,5	1,4	0,9	0,2
$g$	88	176	360	360	125	164	239	239	268	338	96
	Харсе (апрель 1948)										
$H$	0,2	1,0	0,5	1,4	2,1	6,6	3,0	0,8	0,3	0,6	0,1
$g$	199	250	112	112	227	291	8	8	190	180	272
	Яптик-Сале (июль 1948)										
$H$	1,2	1,9	0,7	2,1	0,8	17,6	9,2	2,5	1,5	1,0	0,2
$g$	144	233	71	71	150	252	312	312	61	124	176
	Яптик-Сале (май 1948)										
$H$	0,1	0,9	0,5	1,4	0,4	6,2	2,9	0,8	1,3	0,9	0,1
$g$	136	288	94	94	332	342	66	66	278	342	266
	Котельникова (август 1948)										
$H$	0,2	1,9	0,8	2,6	3,4	16,7	6,3	1,7	1,8	1,5	0,6
$g$	19	296	22	22	137	204	303	303	324	96	62
	Котельникова (апрель 1948)										
$H$	0,1	0,7	0,4	1,2	2,5	3,5	1,5	0,4	0,2	0,2	0,1
$g$	168	233	71	71	242	286	22	22	147	240	189
	Хампульт-Яха (август 1927)										
$H$	0,4	1,0	0,7	2,1	1,9	13,5	7,3	2,0	1,6	0,9	0,2
$g$	185	31	65	65	171	217	314	314	338	93	336

*Примечание.*  $H$  — амплитуда, см;  $g$  — угол положения, град; волны  $P_1, K_2, N_2$  даны во втором приближении по известным теоретическим соотношениям. Углы положений приведены к нулевому поясу; координаты временных постов: м. Харсе (70° 06' с. ш.; 73° 43' в. д.), м. Котельникова (69° 30' с. ш.; 74° 00' в. д.), м. Яптик-Сале (69° 23' с. ш.; 72° 32' в. д.), м. Хампульт-Яха (69° 23' с. ш.; 73° 56' в. д.).  
*Note.*  $H$  is the amplitude, cm;  $g$  is the position angle, deg; waves  $P_1, K_2, N_2$  are given in the second approximation according to known theoretical relations. The position angles are given to the zero zone; coordinates of temporary posts: Cape Harse (70° 06' N; 73° 43' E), Cape Kotelnikova (69° 30' N; 74° 00' E), Cape Yaptik-Sale (69° 23' N; 72° 32' E), Cape Hampool Yaha (69° 23' N; 73° 56' E).

**Значения характера прилива по Куртье,  
величин отношения амплитуд волн  $S_2/M_2$  и волн  $M_4/M_2$   
для лета (август) и зимы (апрель) в пунктах средней части Обской губы**

Table 5

**Types of tides by Courtier, the ratio between the constituents  $S_2/M_2$  and  $M_4/M_2$  for the  
summer (August) and winter (April) periods at the points**

Пункт	$(H_{K_1}+H_{O_1})/(H_{M_2}+H_{S_2})^*$		$H_{S_2}/H_{M_2}$		$H_{M_4}/H_{M_2}$	
	Август	Апрель	Август	Апрель	Август	Апрель
Сабетта	0,136	0,179	0,429	0,431	0,075	0,033
Утренний	0,253	0,234	0,402	0,466	0,095	0,053
Сеяха	0,141	0,262	0,389	0,354	0,121	0,083
Тадибеяха	0,149	0,326	0,392	0,373	0,044	0,030
Харсе	0,148	0,250	0,370	0,454	0,057	0,045
Яптик-Сале	0,015	0,253	0,523	0,468	0,085	(0,210)
Котельникова	0,196	0,380	0,377	0,429	0,108	0,057

*Примечание.* \* — при значении отношения  $>0,25$  и  $<1,50$  прилив смешанный, в основном полусуточный. В скобках отмечены сомнительные значения.

*Note.* \* — when the ratio is  $>0,25$  and  $<1,50$ , the tide is mixed, mostly semi-daily. Doubtful values are marked in parentheses.

Куртье, т. к. критерий Дуванина в силу неполноты (нет волны  $S_2$ ) для наших данных дает в ряде случаев неверные определения формы прилива.

Возраст полусуточного прилива составляет 3,3 сут. Так как возраст суточного прилива достигает 6 дней, то тропические приливы соответственно будут запаздывать на это значение от соответствующих астрономических моментов склонений Луны. По существу, равноденственные приливы (минимум развития суточных приливов) будут наблюдаться в дни максимальных значений склонений Луны, а тропические приливы (наиболее сильные суточные приливы) в дни с нулевым склонением Луны.

Во временном ходе приливных колебаний уровня наиболее выражено фазовое неравенство приливов. Величина отношения амплитуд волн  $H_{S_2}/H_{M_2}$ , отвечающая за ход фазового неравенства прилива (цикл сизигия–квадратура), существенно не меняется между летним и зимним периодами.

Параллактическое неравенство, связанное с моментами прохождения Луны через перигей или апогей, почти не выражено, т. к. амплитуда волны  $N_2$  по величине везде гораздо меньше амплитуды волны  $S_2$ .

Наконец, величина отношения мелководных волн  $H_{M_4}/H_{M_2}$  демонстрирует поведение кривой прилива и отвечает за продолжительность времени падения и времени роста прилива. Наиболее выражены мелководные волны в летний период, когда их величина для основных волн  $M_4$  и  $M_{S_4}$  достигает около 3 см (см. табл. 3). В зимний период наблюдается очень сильное гашение амплитуд мелководных волн, и их амплитуда для отдельной волны не превышает 0,9 см. Такое поведение отражается на значениях критерия  $H_{M_4}/H_{M_2}$  (см. табл. 5), который в зимний период в среднем по всем пунктам в 1,5 раза меньше, чем в летний период. Мелководный прилив с периодом 4 ч не играет заметной роли в описании кривой прилива, т. к. по величине волна  $M_6$  даже в летний период не превышает 0,7 см. В зимний период его амплитуда падает в разы и он практически полностью затухает.

Приведенные выше характеристики приливов были получены на данных стационарных постов за период 70–90 гг. XX в. (Сеяха и Тадибеяха) и постов за современный период (Сабетта, Утренний) с привлечением 4 исторических пунктов. Изменчивость приливов в зависимости от ледяного покрова отражала влияние средних ледовых условий за указанные периоды. В последнее десятилетие произошли существенные изменения в развитии ледовых процессов в Обской губе, связанные как с глобальными климатическими изменениями, так и, по-видимому, с техногенными причинами [4, 6].

### ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ СУММАРНЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ НА ПОСТАХ СЕЯХА И ТАДИБЕЯХА

Характеристики наблюдаемого суммарного уровня, включающего вклад всех составляющих в его колебания, подробно рассмотрены в работах [4, 11] на рядах экстремальных уровней по 1989 г., поэтому здесь приведем лишь краткие сведения, полученные на продленных рядах по 1993 г. включительно.

Наивысшие уровни отмечаются в июне и в августе–ноябре. Проявление максимумов уровня в июне обусловлено, помимо прочих факторов, дополнительным влиянием стока с местных водосборов рек, на которых расположены уровенные посты, в период весеннего снеготаяния. В Сеяхе наибольшее число случаев максимальных уровней приурочено к периоду, свободному ото льда, в Тадибеяхе — к периоду ледостава. Наибольшее число случаев минимальных уровней на постах Сеяха и Тадибеяха приходится на период чистой воды.

Наибольший многолетний размах колебаний суммарных уровней (разность наблюдаемых экстремумов за весь период наблюдений) в Сеяхе составил 2,28 м, в Тадибеяхе — 2,90 м. Наибольший размах колебаний экстремальных уровней в пределах одного года в Сеяхе равен 2,26 м, в Тадибеяхе — 2,46 м. В рамках одного месяца наибольший размах наблюдаемых экстремальных уровней составил в Сеяхе 1,93 м (октябрь 1972 г.), в Тадибеяхе — 2,35 м (август 1983 г.).

Основные статистические характеристики наблюдаемых экстремальных уровней представлены в табл. 6, из которой видно преобладание величины дисперсии по данным Тадибеяхи над Сеяхой, как по полным рядам, так и за период параллельных наблюдений. Хотя в последнем случае это преобладание несколько уменьшилось.

Типичная картина, дающая представление о характере нагонных и сгонных колебаний уровня, показана на рис. 5, из которого видно, что непериодические колебания проявляются как летом, так и зимой под припайным ледяным покровом.

Таблица 6

Статистические характеристики наблюдаемых  
максимальных ( $H_{\max}$ ) и минимальных ( $H_{\min}$ ) уровней в Сеяхе и Тадибеяхе

Table 6

Statistical characteristics of the observed maximum ( $H_{\max}$ ) and minimum ( $H_{\min}$ ) levels  
in Seyakha and Tadibeyakha

Характеристика	Сеяха (1967–1993)		Тадибеяха (1955–1993)		Тадибеяха (1967–1993)	
	$H_{\max}$	$H_{\min}$	$H_{\max}$	$H_{\min}$	$H_{\max}$	$H_{\min}$
Среднее, см	591	412	600	413	597	415
СКО, см	13,4	10,7	21,7	16,4	19,6	16,2
Высший, см	618	430	671	454	631	454
Низший, см	565	390	563	381	563	381

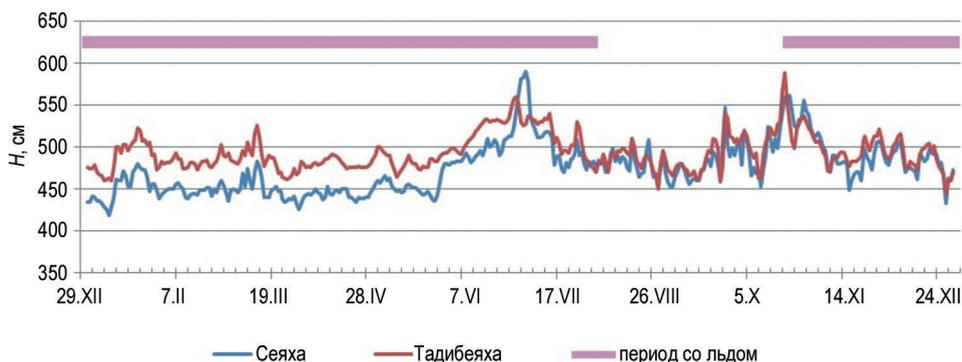


Рис. 5. Внутригодовая изменчивость среднесуточного уровня воды на постах Сеяха и Тадибейха в 1987 г.

Fig. 5. Intra-annual variability of the mean daily water level at the Seyakha and Tadibeyakha stations in 1987

Среднесуточные значения уровней использованы в работе [4] для оценки неперiodических колебаний. Способ 24-часового скользящего сглаживания рекомендуется Руководством [12] при отсутствии ежечасных наблюдений, т. к. при полусуточных приливах периодическая составляющая исключается. При этом, используя среднесуточные данные для характеристики нагонов-сгонов, необходимо иметь в виду, что при суточном осреднении уровней вместе с исключением приливной составляющей уровня занижается нагонная составляющая уровня и величина нагона, а также завышается сгонная составляющая уровня и занижается величина сгона [4]. По этой причине среднесуточные данные могут служить преимущественно для описания распределения сгонно-нагонных колебаний уровня по годам и сезонам, но не для получения точных величин этих колебаний. Точные значения дает применение метода ААНИИ гармонического анализа на основе ежечасных наблюдений.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В наблюдениях на постах Сеяха и Тадибейха за период 1968–1992 гг. количество сомнительных измерений составляет около 40 %, но с помощью способа калибровки приливов наблюдения были приведены к однородным рядам.

В настоящей работе приведены значения гармонических постоянных прилива 11 основных суточных, полусуточных и мелководных волн для 8 пунктов в средней части Обской губы для летнего периода (август) и зимнего периода (апрель). При этом показано на тестах существенное влияние мелководных волн на адекватное наблюдением описание кривой прилива и расчет полных и малых вод. Константами волн для августа можно пользоваться для расчета прилива на весь безледовый период (с июля по октябрь), т. к. их изменчивость на весь летний период не существенна. Для ледового периода разработаны списки средних констант прилива для 4 постов на каждый месяц, которые здесь не приведены. Проблема заключается в том, что в последние годы вследствие аномального развития заприпайной полыньи на севере Обской губы иногда происходит необычное распространение приливной волны. В этих условиях расчет приливных колебаний уровня производится по нестандартным сценариям.

Произведена оценка дисперсии суммарных и непериодических колебаний, вклада приливной компоненты за весь период ежечасных наблюдений на станциях Тадибеяха (1968–1988) и Сеяха (1973–1992) по годовым сериям. Вклад приливных колебаний в году в среднем составил 41 % в Тадибеяхе и около 48 % в Сеяхе. Этот вывод о вкладе прилива является новым и не совсем обычным. Средняя продолжительность ледового периода составляет в средней части Обской губы около 290 дней, но, несмотря на сильное гашение прилива в зимний период, его вклад в среднем в году остается существенным.

В среднем дисперсия суммарных колебаний в Сеяхе немного больше, чем в Тадибеяхе. Этот факт является отражением общей закономерности — на левом берегу Обской губы по отношению к морю наблюдается более интенсивное развитие непериодических и приливных колебаний уровня по сравнению с правым берегом. В целом на станции Сеяха колебания уровня в мезомасштабном диапазоне отражают местные условия и не являются репрезентативными для открытой части Обской губы.

Анализ изменчивости хода дисперсии суммарных, остаточных и приливных колебаний в годовом цикле был выполнен выборочно для годовых серий с хорошим качеством наблюдений. Обнаружено, что в зимний период в январе–марте (январе–мае для Сеяхи) вклад прилива небольшой, а дисперсия остаточных колебаний значительно выше. Приливные колебания уровня в Тадибеяхе преобладают с апреля по октябрь. В Сеяхе наблюдается более сильное влияние ледяного покрова и резкое возрастание вклада прилива начинается с июня. В Тадибеяхе выявлено необычно резкое усиление дисперсии суммарных и непериодических колебаний уровня в феврале. Это свидетельствует о возможности развития больших сгонно-нагонных колебаний в зимний период при наличии ледяного покрова.

**Конфликт интересов.** Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

**Финансирование.** Исследование выполнено в рамках темы 2.2 Плана НИТР Росгидромета на 2022 г.

**Competing interests.** The authors declare no conflict of interest.

**Funding.** The research was funded within project 2.2 of Roshydromet Plan NITR 2022.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Корт В.Г. Непериодические колебания уровня воды в Арктических морях и способы их прогноза // Труды АНИИ. 1941. Т. 175. 163 с.
2. Коптева А.В. Уровень и течения Обской губы // Труды АНИИ. 1953. Т. 59. С. 84–148.
3. Коптева А.В., Бутенко А.К., Иванова З.К. Материалы по изучению приливов арктических морей СССР // Труды АНИИ. 1952. Т. 42. Вып. VII. Карское море. 536 с.
4. Войнов Г.Н., Налимов Ю.В., Пискун А.А., Становой В.В., Усанкина Г.Е. Основные черты гидрологического режима Обской и Тазовской губ (лед, уровни, структура вод) / Под ред. д-ра геогр. наук Г.Н. Войнова. СПб.: Нестор-История, 2017. 192 с.
5. Войнов Г.Н. Приливные явления и методология их исследований в шельфовой зоне арктических морей (на примере Карского и северо-восточной части Баренцева морей): Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2003. 45 с.
6. Войнов Г.Н., Пискун А.А. Колебания уровня воды в средней части Обской губы // Труды V Международной конференции Гришанинские чтения. «Водные пути и русловые процессы.

Гидротехнические сооружения водных путей». СПб. 02–05 июня 2021. Вып. 5. Ч. 1. СПб.: Изд-во ГУМРФ им. адм. С.О. Макарова, 2021. С. 154–173.

7. Pugh D.T. Tides, surges and mean sea-level. Chichester: John Wiley and Sons, 1987. 463 p.
8. Doodson A.T., Warburg H.D. Admiralty manual of tides. London: His Majesty's stationery office, 1941. 261 p.
9. Пискун А.А. Состояние высотной основы и качество данных по уровням воды в Обско-Тазовской устьевой области // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 3 (86). С. 97–113.
10. Войнов Г.Н. Способ приведения ежечасных наблюдений за уровнем моря к однородным рядам с помощью калибровки приливов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 2 (104). С. 68–80.
11. Пискун А.А. Режим уровней воды в Обской и Тазовской губах // Труды II Всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития». СПб. 19–20 декабря 2018. СПб.: ХИМИЗДАТ, 2018. С. 532–535.
12. Руководство по гидрологическому исследованию морских устьев рек. М.: Гидрометеоздат, 1965. 118 с.

## REFERENCES

1. Kort V.G. Non-periodic expectations of the water level in the Arctic Seas and the probability of their forecast. *Trudy Arkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta*. Proceedings of the ARI. 1941, 175: 163 p. [In Russian].
2. Kopteva A.V. The level and manifestation of the Gulf of Ob. *Trudy Arkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta*. Proceedings of the ARI. 1953, 59: 84–148. [In Russian].
3. Kopteva A.V., Butenko A.K., Ivanova Z.K. Materials on the autumn of the tides of the Arctic seas of the USSR. *Trudy Arkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta*. Proceedings of the ARI. 1952, 42, VII: 536 p. [In Russian].
4. Voynov G.N., Nalimov Yu.V., Piskun A.A., Stanovoy V.V., Usankina G.E. *Osnovnye cherty gidrologicheskogo rezhima Obskoi i Tazovskoi gub (led, urovni, struktura vod)*. The main features of the hydrological regime of the Ob and Taz Bays (ice, levels, water structure). St. Petersburg: Nestor-History, 2017: 192 p. [In Russian].
5. Voynov G.N. *Prilivnye iavleniia i metodologiia ikh issledovaniia v shel'fovoi zone arkticheskikh morei (na primere Karskogo i severo-vostochnoi chasti Barentseva morei)*. Tidal phenomena and methodology of their research in the shelf zone of the Arctic seas (on the example of the Kara and north-eastern part of the Barents Seas). Abstract of the thesis. dis. ... Dr. geogr. Sciences. St. Petersburg: Publishing house of the Russian State Humanitarian University, 2003: 45 p. [In Russian].
6. Voinov G.N., Piskun A.A. Fluctuations in the water level in the middle part of the Gulf of Ob. *Trudy V Mezhdunarodnoi konferentsii Grishaninskie chteniia. "Vodnye puti i ruslovyie protsessy. Gidrotekhnicheskie sooruzheniia vodnykh putei"*. Proceedings of the V International Conference Grishanin Readings. "Waterways and channel processes. Hydrotechnical structures of waterways". SPb. June 02-05, 2021. Issue 5. Part 1. St. Petersburg: Publishing house GUMRF im. adm. S.O. Makarov, 2021: 154–173. [In Russian].
7. Pugh D.T. Tides, surges and mean sea-level. Chichester: John Wiley and Sons, 1987: 463 p.
8. Doodson A.T., Warburg H.D. Admiralty manual of tides. London: His Majesty's stationery office, 1941: 261 p.
9. Piskun A.A. The state of the altitude base and the quality of data on water levels in the Ob-Taz estuarine region. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2010, 3 (86): 97–113. [In Russian].

10. *Voynov G.N.* A method for reducing hourly observations of sea level to homogeneous series using tide calibration. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2015, 2 (104): 68–80. [In Russian].
11. *Piskun A.A.* Water level regime in the Ob and Taz bays. *Trudy II Vserossiiskoi konferentsii "Gidrometeorologiya i ekologiya: dostizheniya i perspektivy razvitiya"*. Proc. of the II All-Russian Conference "Hydrometeorology and Ecology: Achievements and Development Prospects". St. Petersburg, December 19–20, 2018. St. Petersburg: KHIMIZDAT, 2018: 532–535. [In Russian].
12. *Rukovodstvo po gidrologicheskomu issledovaniyu morskikh ust'ev rek*. Guidelines for the hydrological study of sea mouths of rivers. Moscow: Gidrometeoizdat, 1965: 118 p. [In Russian].

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-290-309>  
УДК 551.326.12



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

## Основные факторы, определяющие межгодовые изменения возрастной структуры ледяного покрова отдельных районов Баренцева моря

*Е.С. Егорова\**, *Н.А. Лис*, *Е.У. Миронов*

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

*\*egorova@aari.ru*

### Резюме

В настоящей работе выявлены основные факторы, определяющие межгодовые изменения площади льдов различных возрастных градаций для отдельных районов Баренцева моря. Путем построения физико-статистических уравнений с наибольшими коэффициентами корреляции и детерминации для периода с 1997 по 2023 г. были определены оптимальные комбинации предикторов для описания изменений возрастного состава ледяного покрова моря. Характер атмосферной циркуляции является основным фактором, оказывающим влияние на возрастную структуру льдов Баренцева моря. Меньшее влияние оказывают адвекция теплых вод атлантического происхождения, а также предыстория ледовитости, приповерхностная температура воздуха и леодообмен. Большинство полученных статистических моделей площади льдов различного возраста потенциально применимы на практике для долгосрочного прогнозирования, поскольку их эффективность составляет более 10 %.

**Ключевые слова:** Баренцево море, возрастной состав, зимний период, ледяной покров, межгодовые изменения, основные факторы.

**Для цитирования:** *Егорова Е.С., Лис Н.А., Миронов Е.У.* Основные факторы, определяющие межгодовые изменения возрастной структуры ледяного покрова отдельных районов Баренцева моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 3. С. 290–309. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-290-309>.

Поступила 15.06.2023

После переработки 31.07.2023

Принята 11.08.2023

## Drivers of interannual variations of ice age composition in sub-areas of the Barents Sea

*Elizaveta S. Egorova\**, *Natalya A. Lis*, *Yevgeniy U. Mironov*

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

*\*egorova@aari.ru*

## Summary

The present study deals with assessing the impact of the factors that define the interannual variations of ice area of different age categories in the Barents Sea. For the analysis, a set of hydrometeorological and ice parameters was created, potentially influencing the age composition of the sea ice cover. Among these are the climate indices of the Arctic Oscillation, the Arctic Dipole, the Pacific-North American Oscillation, the North Atlantic Oscillation and the Atlantic Multidecadal Oscillation, as well as the surface air temperature, the ice cover in the previous months and the ice outflow on the sea ice in the Barents Sea. Based on the parameters above, statistical equations with high quality indicators have been obtained.

The statistical equations are presented for the period of maximum ice cover in April. The results are provided for three homogeneous sub-areas of the Barents Sea: western, northeastern and southeastern. It is found that the atmospheric circulation pattern is the driver of the interannual variations in the Barents Sea ice age composition. The ice amount of different age categories is also determined by the advection of warm Atlantic Waters, but to a lesser extent; this effect is especially pronounced in the western sub-area of the Barents Sea. Essentially, the contribution of the local parameters, such as the ice cover in the previous months, the distribution of surface air temperature and the sea ice outflow, is more pronounced in the interannual variations of the ice coverage, while the contribution of climate indices is more pronounced in the changes in the ice area of individual age categories in the Barents Sea.

Most of the models obtained are potentially applicable to forecasting the ice area of various age categories since their efficiency is more than 10 %, which satisfies the requirements for the quality of the long-term forecast method.

**Keywords:** Barents Sea, ice cover, ice age composition, interannual variations, key factors, winter season.

**For citation:** Egorova E.S., Lis N.A., Mironov Ye.U. Drivers of interannual variations of ice age composition in sub-areas of the Barents Sea. Arctic and Antarctic Research. 2023, 69 (3): 290–309. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-290-309>.

Received 15.06.2023

Revised 31.07.2023

Accepted 11.08.2023

## ВВЕДЕНИЕ

Баренцево море играет особую роль в глобальной климатической системе. Это обуславливается его соседством с теплым Норвежским морем и холодными регионами Северного Ледовитого океана (СЛО). Сочетание крупномасштабных факторов циркуляции морских течений и воздушных переносов на акватории моря формирует климат умеренных широт (в частности, европейского сектора).

Современные изменения климата охватывают всю планету. Однако в высоких широтах Северного полушария они проявляются заметнее всего: здесь средняя температура приземного слоя атмосферы растет примерно в 2,5 раза быстрее, чем в других широтных зонах [1]. Это явление в литературе получило название *Арктического* (или Полярного) *усиления* [2, 3]. Причины возникновения данного феномена и механизмы его воздействия на систему «океан–лед–атмосфера» подробно описаны в работе [4]. В настоящее время основными движущими силами Арктического усиления считаются два разных типа механизмов: механизмы положительных и отрицательных обратных связей, действующих на разных широтах [2]. Например, применительно к поверхности океана, частично покрытого льдом, основной движущей силой данного феномена считается так называемый «альбедный механизм», связанный с многократным различием между отражательной способностью (альбедо) льда и воды [4]. Отметим, что изменение ледового режима СЛО в 2000-е гг., характеризующееся заметным сокращением площади ледяного покрова в летний сезон и замещением старых льдов однолетними [5], повлекло за собой усиление эффекта обратных связей в системе, что вызвало

ускорение процесса таяния морского льда и увеличение площади открытой воды и продолжительности безледного периода.

Регион Баренцева моря одним из первых реагирует на изменения в климатической системе. Причем высокие темпы сокращения площади ледяного покрова на акватории моря наблюдаются не только летом, но и в период его *максимального развития* [6]. Согласно оценкам [7, 8], полученным за период с 1979 по 2018 г., Баренцево море вносит наибольший вклад (порядка 27 %) в уменьшение общей площади морского льда в марте относительно других ледовитых морей Северного полушария. Кроме того, на его акватории после 2003 г. отмечается устойчивое сдвигание сроков сезонного очищения ото льда на более ранние [9].

Толщина ледяного покрова арктических морей представляет собой чувствительный и наглядный индикатор изменений климата. Для косвенной оценки толщины в случае, если она не может быть измерена контактными или неконтактными методами, используют ледовые карты с указанием возрастных градаций морского льда. Хотя основные закономерности и особенности ледового режима Баренцева моря обобщены в монографии [10], вопрос изменчивости возрастной структуры (средней толщины) ледяного покрова его акватории остается относительно малоизученным. Первые оценки [10, 11] распределения количества морского льда различного возраста на акватории моря в период 50–70-х гг. XX в. были выполнены расчетным способом с использованием барических карт. Однако они ограничены лишь отдельными месяцами (в [10] это апрель и сентябрь, в [11] — май). В исследовании [12] уже по данным обзорных ледовых карт Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) были получены среднемесячные значения площадей льдов основных возрастных градаций Баренцева моря. Авторы подчеркивают, что, несмотря на наблюдающееся сокращение ледовитости Баренцева моря, за рассматриваемый в работе период с 1997 по 2021 г. возрастной состав морского льда меняется в пределах естественной изменчивости. Однако сравнение с более ранними оценками говорит об уменьшении средней толщины ледяного покрова Баренцева моря с начала XXI в.

Развитие знаний о долгопериодных изменениях возрастного состава льдов Баренцева моря как основы совершенствования долгосрочных методов их прогноза в свете современных климатических изменений становится актуальной задачей. Определение гидрометеорологических и ледовых факторов, которые оказывают влияние на межгодовые изменения количества морского льда разного возраста, а также оценка вклада каждого фактора в изменчивость возрастной структуры ледяного покрова являются целью настоящего исследования. Подбор статистически значимых предикторов будет осуществляться на основе уже установленных ранее физически взаимосвязанных и устойчивых процессов, происходящих в системе «океан–лед–атмосфера». В результате применения мультирегрессионного анализа был получен набор физико-статистических уравнений, описывающих межгодовые изменения площади ледяного покрова различных возрастных градаций на акватории Баренцева моря. Они в перспективе могут быть использованы для прогноза состояния ледяного покрова с заблаговременностью месяц и более, что классифицируется в Наставлении [13] как долгосрочный прогноз.

Таким образом, цель данной работы состоит в оценке основных гидрометеорологических факторов, определяющих межгодовую изменчивость возрастного состава ледяного покрова отдельных районов Баренцева моря.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В данной работе в качестве предиктантов были использованы значения площади льдов различных возрастных градаций Баренцева моря (в  $10^3$  км<sup>2</sup>), а также его ледовитости (в %) за зимний сезон, продолжающийся с октября по май. Они были получены в период с 1997 по 2023 г. по региональным ледовым картам ААНИИ, доступ к которым осуществляется через электронный каталог Мирового центра данных по морскому льду (МЦД МЛ ААНИИ) [14]. Ограниченность сезона исследования только зимними месяцами связана с особенностями дешифрирования спутниковых снимков, по которым составляются ледовые карты. Полное описание методики составления ледовых карт ААНИИ представлено в работе [15].

Всего в Баренцевом море традиционно выделяют три однородных ледово-гидрологических района: западный, северо-восточный и юго-восточный (их границы приведены на рис. 1) [10]. В работе по каждому из районов моря анализируются межгодовые изменения площади ледяного покрова различных возрастных градаций путем подбора статистически значимых и физически обоснованных параметров, их определяющих. Ледовитость же используется в качестве вспомогательного элемента для анализа ледового режима акватории. Ее наиболее часто применяют для описания

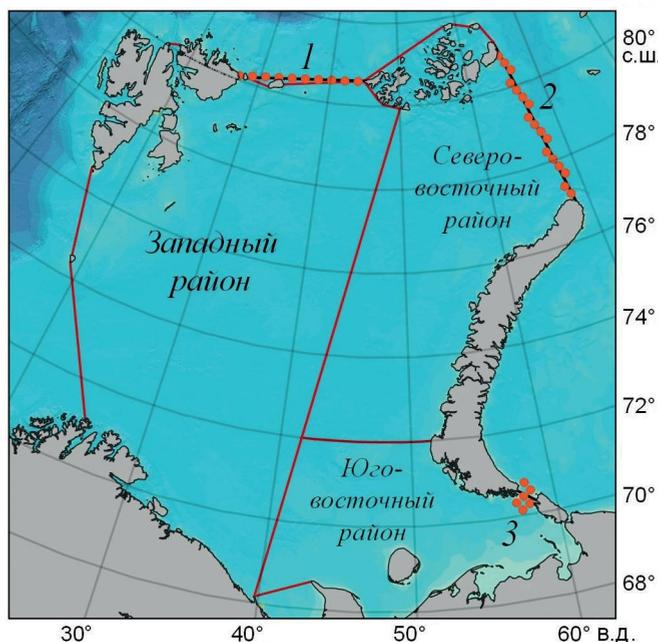


Рис. 1. Положение створов (черные линии) в Баренцевом море, через которые определялся леодообмен. Цифрами у соответствующих створов обозначены: 1 — пролив Шиллинга, 2 — пролив Макарова, 3 — пролив Карские Ворота. Оранжевыми точками показаны векторы дрейфа, использованные для расчета среднего вектора скорости дрейфа ледяного покрова. Границы однородных ледовых районов моря отмечены красной линией

Fig. 1. The position of the sites in the Barents Sea (marked with black lines), along which the ice export was determined. The sites are enumerated by: 1 — Shilling Strait, 2 — Makarov Strait, 3 — The Kara Gate. The drift vectors used for calculation of the average vector of ice drift are shown in orange dots. The boundaries of homogeneous sub-areas of the Barents Sea are distinguished with a red line

ледовых условий Баренцева моря, и при определении набора потенциальных предикторов мы опирались на исследования, где именно ледовитость и ее межгодовые колебания являлись объектами изучения; подробный обзор таких исследований представлен в [16]. Напомним, что ледовитость представляет собой *процент площади, занятой льдом любой сплоченности, по отношению к общей площади района моря* [17].

В результате был сформирован набор гидрометеорологических и ледовых параметров, потенциально определяющий изменения возрастного состава льдов Баренцева моря. К ним относятся климатические индексы Арктического колебания (англ. *Arctic Oscillation*, AO), Арктического диполя (англ. *Arctic Dipole*, AD), Тихоокеанско-Североамериканского колебания (англ. *Pacific-North American Oscillation*, PNA), Северо-Атлантического колебания (англ. *North Atlantic Oscillation*, NAO) и Атлантического мультideкадного колебания (англ. *Atlantic Multidecadal Oscillation*, AMO), а также приповерхностная температура воздуха (ПТВ, в °C), предыстория ледовитости (в %) и ледообмен Баренцева моря с окружающими акваториями (в  $10^3$  км<sup>2</sup> за месяц).

Индексы AO, AD и PNA представляют собой первые три моды разложения по естественным ортогональным функциям поля давления. Индекс AO рассчитывается как первая мода поля давления на уровне 1000 гПа от 20° с. ш. до Северного полюса. Также называется кольцевой модой Северного полушария, показывает распространение зоны повышенного/пониженного давления над Арктикой, что способствует усилению/ослаблению зонального переноса воздушных масс [18, 19]. Вторая мода (разложение полей давления на высоте 700 гПа от 70° с. ш. до Северного полюса) — это индекс AD, который определяет меридиональный перенос [20, 21]. Данные по AD были любезно предоставлены М. Janout, сотрудником Института полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, Германия (*Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung*, AWI). Третья мода (разложение полей давления на высоте 500 гПа от 20° с. ш. до Северного полюса), или индекс PNA, характеризует направление движения воздушных масс над Западной Европой, Северной Америкой и центральной частью Тихого океана [22]. Индекс NAO, являющийся региональной модой Арктического колебания, представляет собой аномалии давления между двумя центрами действия атмосферы, Исландским минимумом и Азорским максимумом, и отражает зональный перенос воздушных масс [23, 24]. Для учета влияния поступающих на акваторию Баренцева моря теплых водных масс Северо-Атлантического течения, проходящих в виде нескольких веток Нордкапского течения, части системы Гольфстрима, использован индекс AMO. Он отражает аномалии поверхностной температуры воды в северной части Атлантического океана [9]. Среднемесячные величины перечисленных индексов атмосферной циркуляции, а также индекса AMO за период с 1997 по 2023 г. были взяты с сайта Национального управления океанических и атмосферных исследований (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) [25].

Данные по ПТВ представляют собой среднемесячные значения в узлах сетки дискретностью  $2^\circ \times 2^\circ$ , осредненные в пределах границ каждого района Баренцева моря, а также в целом над его акваторией, за аналогичный период. Доступ к ним осуществляется через сайт Колумбийского университета (Columbia University) [26]. Предыстория ледовитости описывает *предшествующее состояние ледяного покрова* (в нашем случае в уравнениях заблаговременность ледовитости составляла как минимум месяц) и показывает инерционность ледовых процессов [14].

Путем построения физико-статистических уравнений (моделей множественной регрессии) была определена зависимость площади ледяного покрова различных воз-

растных градаций, а также ледовитости Баренцева моря от ряда гидрометеорологических и ледовых факторов [27]. Для получения уравнений использовался пакет статистического анализа «Статистика» версии 12. Качество воспроизведения ими фактических характеристик ледового режима моря было оценено при помощи коэффициентов корреляции  $R$  и детерминации  $R^2$ . Эффективность уравнений, определяющая потенциал данного метода долгосрочного прогноза, показана путем расчета обеспеченности  $P$  (в %) и эффективности  $\text{Эф}$  (в %) в соответствии с Наставлением [13].

### **Метод расчета ледообмена Баренцева моря с соседними бассейнами**

Ледообмен Баренцева моря с окружающими акваториями (Арктическим бассейном и Карским морем), согласно последним оценкам [10, 28–29], незначителен по сравнению с площадью/объемом ледяного покрова всего моря, однако он играет существенную роль для его отдельных районов, определяя их ледовые условия.

За период с 1997 по 2023 г. были рассчитаны среднемесячные величины ледообмена на трех основных створах поступления/выноса льдов в Баренцевом море: проливы Шиллинга (между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа), Макарова (между архипелагами Земля Франца-Иосифа и Новая Земля) и Карские Ворота. Их расположение отмечено на рис. 1. В работе принято, что величина ледообмена на створе (в  $10^3$  км<sup>2</sup> за месяц) зависит от средней скорости дрейфа ледяного покрова (в  $10^3$  км за месяц) и ширины ледового потока (в  $10^3$  км) с учетом преобладающей в ледовом потоке сплоченности морского льда [29].

Величина и направление суммарного среднемесячного вектора скорости дрейфа ледяного покрова на створах Баренцева моря были вычислены с использованием баз данных Polar Pathfinder (версия 4, данные доступны с 1979 по 2019 г., [30]) и Quicklook Arctic (версия 1, данные доступны с 2020 по 2023 г., [31]) Национального центра данных по снегу и льду (National Snow and Ice Data Center, NSIDC). Они включают информацию о горизонтальной компоненте вектора скорости дрейфа, проецируемой на сеточную область с разрешением 25 км × 25 км [32].

Для вычисления среднего вектора скорости дрейфа льдов были выбраны те точки в узлах сетки, которые расположены ближе всего к расчетным створам (см. рис. 1).

По региональным ледовым картам ААНИИ были получены среднемесячные значения ширины ледового потока на створах Баренцева моря [14]. Для работы с картами был задействован инструментарий геоинформационной системы QGIS версии 3.14. Поскольку в течение ледового сезона ледовый поток всегда имеет неоднородный характер по сплоченности, его ширина была пересчитана с учетом реально наблюдавшихся величин сплоченности морского льда от 1 до 10 баллов (где 1 баллу соответствует 10 % площади, занятой льдом, а 10 баллам — соответственно 100 % площади).

### **ФИЗИКО-СТАТИСТИЧЕСКИЕ УРАВНЕНИЯ СВЯЗИ ПЛОЩАДИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА РАЗЛИЧНЫХ ВОЗРАСТНЫХ ГРАДАЦИЙ С ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМИ И ЛЕДОВЫМИ ФАКТОРАМИ**

Построение физико-статистических уравнений осуществлялось методом мультирегрессионного анализа путем перебора потенциально значимых предикторов до получения уравнений с наибольшими коэффициентами корреляции  $R$  и детерминации  $R^2$ . Временной ряд был разделен на зависимую (ледовые сезоны с 1997/98 г. по 2021/22 г.) и независимую (ледовый сезон 2022/23 г.) выборки. В результате для зависимой выборки для апреля были получены уравнения множественной регрессии. При составлении уравнений градации начальных видов льдов, ниласовых льдов, а также серых и серо-белых льдов были объединены в общую градацию молодых льдов.

Показателем информативности, который мы использовали для анализа полученных результатов, является вклад каждого из вошедших в уравнение предикторов в общую дисперсию предиктанта, принимаемую за 100 %. Он показывает степень влияния значимых гидрометеорологических и ледовых параметров на изменения площади льдов различных возрастных градаций и выражается в %. Аналогичный статистический подход к описанию факторов, формирующих изменения ледовитости арктических морей, уже применялся в исследованиях [16, 33].

Следует обратить внимание, что в статье не представлена возрастная градация старых льдов. Это связано с тем, что с начала XXI в. в западном и северо-восточном районах моря они отмечаются значительно реже, занимая не более 8 % от общей площади ледяного покрова отдельных районов Баренцева моря [12]. В период максимального нарастания ледяного покрова в апреле старые льды наблюдались в последний раз в 2019 г. В юго-восточной части Баренцева моря при средних условиях старые льды не представлены вовсе.

В зависимости от периода формирования ледяного покрова, на акватории моря наблюдается разное количество льдов отдельных возрастных градаций. Подробный анализ особенностей возрастной структуры ледяного покрова Баренцева моря выполнен в работе [12]. В табл. 1 приведены среднемноголетние значения площади льдов разного возраста для трех районов моря. Для демонстрации формирующих межгодовые изменения исследуемых параметров факторов в работе приводятся уравнения для периода максимального развития ледяного покрова в апреле.

Таблица 1

Среднемноголетние (1997–2022 гг.) значения площади льдов различных возрастных градаций (в  $10^3 \text{ км}^2$ ) для трех районов Баренцева моря

Table 1

The long-term annual average (for the period from 1997 to 2022) values of ice area of various age categories (expressed as a  $10^3 \text{ km}^2$ ) for three sub-areas of the Barents Sea

Месяц	Начальные виды льдов (до 10 см)	Молодые льды		Однолетние льды			Старые льды (более 250 см)
		Серые (10–15 см)	Серо-белые (15–30 см)	Тонкие (30–70 см)	Средние (70–120 см)	Толстые (более 120 см)	
Западный район Баренцева моря							
Октябрь	8,2	7,9	8,9	0,0	0,0	0,0	5,9
Ноябрь	13,1	25,6	42,3	17,0	0,0	0,0	3,6
Декабрь	20,8	39,7	65,0	38,3	3,4	0,0	3,2
Январь	20,3	34,2	87,7	54,3	16,7	0,0	2,7
Февраль	17,5	31,3	91,7	58,3	35,6	0,0	2,3
Март	13,3	21,5	99,7	64,3	58,1	2,1	2,9
Апрель	10,0	9,8	81,4	71,9	72,9	11,9	3,3
Май	5,2	3,4	44,4	56,5	83,1	14,5	3,2
Северо-восточный район Баренцева моря							
Октябрь	8,4	13,2	14,6	0,0	0,0	0,0	6,5
Ноябрь	14,4	26,6	45,6	20,5	0,0	0,0	3,8
Декабрь	15,8	27,1	61,1	35,9	5,3	0,0	3,3
Январь	15,8	25,7	62,3	43,5	21,0	0,0	2,5
Февраль	15,6	26,1	66,7	37,0	37,0	1,1	1,3
Март	14,0	21,2	72,8	39,7	47,7	4,2	1,5
Апрель	10,8	13,6	74,4	42,7	58,4	18,7	1,1
Май	3,7	3,7	37,6	31,8	63,6	27,7	0,7

Окончание таблицы 1

End of the table 1

Месяц	Начальные виды льдов (до 10 см)	Молодые льды		Однолетние льды			Старые льды (более 250 см)
		Серые (10–15 см)	Серо-белые (15–30 см)	Тонкие (30–70 см)	Средние (70–120 см)	Толстые (более 120 см)	
Юго-восточный район Баренцева моря							
Октябрь	0,8	0,7	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0
Ноябрь	9,4	10,9	5,4	0,0	0,0	0,0	0,0
Декабрь	12,0	13,8	15,9	2,3	0,0	0,0	0,0
Январь	8,9	18,6	44,7	13,3	0,0	0,0	0,0
Февраль	9,2	16,6	62,0	28,2	4,2	0,0	0,0
Март	10,0	10,5	58,3	36,2	10,7	0,0	0,0
Апрель	7,9	6,7	38,4	30,4	18,4	0,0	0,0
Май	1,8	1,1	11,2	16,1	17,1	0,0	0,0

В апреле, что соответствует периоду максимального развития ледяного покрова в Баренцевом море, его распределение по возрастному составу характеризуется следующим образом. В западном и северо-восточном районах отмечаются льды всех рассматриваемых возрастных градаций, от начальных видов и ниласовых льдов до однолетних толстых. При средних условиях однолетние толстые морские льды в юго-восточном районе не образуются. В апреле отмечаются большие межгодовые изменения всех рассматриваемых возрастных градаций. Так, за период с 1997 по 2023 г. величины среднеквадратического отклонения (СКО) для рядов площади молодых льдов составляют  $31 \cdot 10^3 \text{ км}^2$  в западном,  $36 \cdot 10^3 \text{ км}^2$  — в северо-восточном и  $30 \cdot 10^3 \text{ км}^2$  — в юго-восточном районе. Количество однолетних тонких льдов изменяется с СКО  $25 \cdot 10^3 \text{ км}^2$ ,  $17 \cdot 10^3 \text{ км}^2$  и  $20 \cdot 10^3 \text{ км}^2$  для западной, северо-восточной и юго-восточной части Баренцева моря соответственно. Колебания площади однолетних средних льдов характеризуются величинами СКО:  $30 \cdot 10^3 \text{ км}^2$  (западный район),  $27 \cdot 10^3 \text{ км}^2$  (северо-восточный район) и  $20 \cdot 10^3 \text{ км}^2$  (юго-восточный район), а однолетних толстых —  $30 \cdot 10^3 \text{ км}^2$  для каждого из северных районов моря. Площадь молодых и однолетних тонких льдов в западном районе Баренцева моря имеет тенденцию к увеличению, в то время как площадь ледяного покрова остальных возрастных градаций сокращается; в других частях моря количество льдов разного возраста за весь рассматриваемый период уменьшается. Кроме того, после ледового сезона 2003/04 г. однолетние толстые льды в западной части Баренцева моря стали отмечаться гораздо реже, чем в северо-восточной. Физико-статистические уравнения, описывающие изменения площади льдов различных возрастных градаций и ледовитости в апреле, представлены в табл. 2.

Влияние *адвекции атлантических вод*, которое моделируется индексом АМО, на 96 % обуславливает межгодовые изменения площади молодых льдов в западном районе Баренцева моря (уравнение 1 табл. 2). Атмосферная циркуляция, выраженная индексом АД, и площадь молодых льдов в предшествующий месяц описывают остальные 3 % и 1 % дисперсии предиктанта соответственно. Для двух других районов моря определяющим механизмом в изменениях количества молодых льдов являются протекающие *атмосферные процессы* (уравнения 6 и 11 табл. 2): в северо-восточной части индексы АД и NAO определяют их площадь на 41 % и 27 % соответственно (всего 68 %), а в юго-восточной — на 83 % и 14 % соответственно

**Уравнения множественной регрессии для расчета площади льдов  
разных возрастных градаций (в  $10^3$  км<sup>2</sup>) и ледовитости (в %) в отдельных районах Баренцева моря в апреле**

Table 2

**Multiple regression equations for calculating the area of ice  
of different age categories (expressed as a  $10^3$  km<sup>2</sup>) and ice cover (in percentage terms)  
in the Barents Sea sub-areas in April**

Западный район Баренцева моря	
(1)	$\text{Пл(Мол)}_{3(IV)} = 0,53 \cdot \text{Пл(Мол)}_{3(III)} - 93,80 \cdot \text{АМО}_{IX(-1)} - 16,94 \cdot \text{AD}_I + 43,92$
(2)	$\text{Пл(Тонк)}_{3(IV)} = 0,45 \cdot \text{Пл(Тонк)}_{3(III)} + 10,69 \cdot \text{NAO}_{IV(-1)} + 42,42$
(3)	$\text{Пл(Ср)}_{3(IV)} = 0,54 \cdot \text{Обм}_{\text{ШиллXII}(-1)} - 219,91 \cdot \text{АМО}_{VI(-1)} - 12,95 \cdot \text{NAO}_{VI(-1)} - 40,81 \cdot \text{AO}_{IV(-1)} - 32,59 \cdot \text{AD}_{VIII(-1)} + 115,37$
(4)	$\text{Пл(Тол)}_{3(IV)} = -2,80 \cdot \text{ПТВ}_{3(III)} - 8,28 \cdot \text{NAO}_{VI(-1)} + 32,94 \cdot \text{AD}_{VIII(-1)} - 16,03$
(5)	$\text{Л}_{3(IV)} = 0,08 \cdot \text{Обм}_{\text{ШиллXII}(-1)} - 3,21 \cdot \text{ПТВ}_{\text{БарIV}(-1)} + 3,52 \cdot \text{AO}_{III(-1)} + 3,47 \cdot \text{AD}_{III(-1)} + 2,62 \cdot \text{PNA}_{IX(-1)} + 17,95$
Северо-восточный район Баренцева моря	
(6)	$\text{Пл(Мол)}_{\text{CB(IV)}} = 0,77 \cdot \text{Пл(Мол)}_{\text{CB(III)}} - 1,23 \cdot \text{Обм}_{\text{ШиллVIII}(-1)} - 8,75 \cdot \text{ПТВ}_{VI(-1)} - 8,52 \cdot \text{NAO}_{IV(-1)} - 10,33 \cdot \text{AD}_{III} + 10,70$
(7)	$\text{Пл(Тонк)}_{\text{CB(IV)}} = -2,76 \cdot \text{ПТВ}_{\text{БарII}(-1)} + 10,56 \cdot \text{NAO}_{IV(-1)} + 16,24 \cdot \text{AO}_{VIII(-1)} + 11,37 \cdot \text{AD}_{IV(-1)} + 18,76$
(8)	$\text{Пл(Ср)}_{\text{CB(IV)}} = -0,61 \cdot \text{Обм}_{\text{ШиллXI}(-1)} - 4,45 \cdot \text{ПТВ}_{\text{CB(IV)}(-1)} - 22,02 \cdot \text{AO}_{IV(-1)} + 35,38$
(9)	$\text{Пл(Тол)}_{\text{CB(IV)}} = 0,73 \cdot \text{Обм}_{\text{МакXI}(-1)} - 17,33 \cdot \text{NAO}_{XI(-1)} + 9,42 \cdot \text{AO}_{II(-1)} + 7,62 \cdot \text{AD}_{XII(-1)} + 15,69$
(10)	$\text{Л}_{\text{CB(IV)}} = 0,78 \cdot \text{Л}_{\text{CB(III)}} + 0,13 \cdot \text{Обм}_{\text{МакXI}(-1)} - 13,39 \cdot \text{АМО}_{III(-2)} - 2,73 \cdot \text{AO}_{II} + 3,08 \cdot \text{AD}_{III(-1)} + 4,24 \cdot \text{PNA}_{XI(-1)} + 17,13$
Юго-восточный район Баренцева моря	
(11)	$\text{Пл(Мол)}_{\text{ЮВ(IV)}} = 0,94 \cdot \text{Пл(Мол)}_{\text{ЮВ(III)}} - 4,30 \cdot \text{ПТВ}_{\text{БарIV}(-1)} - 10,06 \cdot \text{NAO}_{X(-1)} + 24,69 \cdot \text{AD}_{X(-1)} - 52,75$
(12)	$\text{Пл(Тонк)}_{\text{ЮВ(IV)}} = 0,57 \cdot \text{Пл(Тонк)}_{\text{ЮВ(III)}} + 5,03 \cdot \text{Л}_{\text{ЮВ(IX)}(-1)} + 3,32 \cdot \text{AD}_{II} + 8,98$
(13)	$\text{Пл(Ср)}_{\text{ЮВ(IV)}} = 1,55 \cdot \text{ПТВ}_{\text{ЮВ(II)}} - 59,97 \cdot \text{АМО}_{I(-1)} - 6,94 \cdot \text{AO}_{III} - 10,00 \cdot \text{AD}_{IV(-1)} + 14,71$
(14)	$\text{Л}_{\text{ЮВ(IV)}} = 0,44 \cdot \text{Л}_{\text{ЮВ(III)}} - 1,65 \cdot \text{ПТВ}_{\text{ЮВ(II)}} - 43,34 \cdot \text{АМО}_{III(-2)} - 9,82 \cdot \text{NAO}_{III} - 4,07 \cdot \text{AO}_{II} - 6,95 \cdot \text{AD}_{III} + 10,81$

*Примечание.* В уравнениях: Пл(Мол) — площадь молодых льдов, Пл(Тонк) — площадь однолетних тонких льдов, Пл(Ср) — площадь однолетних средних льдов, Пл(Тол) — площадь однолетних толстых льдов, Л — ледовитость отдельных районов Баренцева моря (нижние индексы «З», «СВ» и «ЮВ» обозначают западный, северо-восточный и юго-восточный районы соответственно); Обм<sub>КБ</sub> — ледообмен Баренцева моря с Карским морем через пролив Карские Ворота, Обм<sub>Шилл</sub> — с Арктическим бассейном СЛО через пролив Шиллинга, Обм<sub>Мак</sub> — через пролив Макарова. Нижние индексы, обозначенные римскими цифрами, указывают на месяцы, за которые были взяты предикторы, а арабскими — на их заблаговременность относительно предиктантов в годах.

*Note.* In the equations: Пл(Мол) is the area of young ice, Пл(Тонк) is the area of annual thin ice, Пл(Ср) is the area of annual medium ice, Пл(Тол) is the area of annual thick ice, Л is the ice cover of certain areas of the Barents Sea (lower indices “З”, “СВ” and “ЮВ” denote the western, north-eastern and south-eastern regions, respectively); Обм<sub>КБ</sub> — ice exchange of the Barents Sea through the Kara Sea through the Kara Gate Strait, Обм<sub>Шилл</sub> — with the Arctic basin of the SLO through the Shilling Strait, Обм<sub>Мак</sub> — through the Makarov Strait. The subscripts, indicated by Roman numerals, indicate the months for which the predictors were taken, and Arabic ones indicate their advance time relative to the predictors in years.

(всего 97 %). Кроме того, в северо-восточном районе остальные 32 % дисперсии предиктанта описываются ПТВ над его акваторией (30 %), площадью молодых льдов в предшествующий месяц (1 %) и ледообменом через пролив Шиллинга (1 %). Изменчивость площади молодых льдов в юго-восточном районе Баренцева моря также определяется 2 % дисперсией ПТВ и на 1 % дисперсией предыстории площади ледяного покрова этой же возрастной градации.

Межгодовые изменения количества однолетних тонких льдов северных районов Баренцева моря в апреле зависят от характера *атмосферной циркуляции*. В западной его части 99 % дисперсии предиктанта определяется индексом NAO, 1 % — предысторией площади однолетних тонких льдов (уравнение 2 табл. 2). Совместное влияние индексов AO, AD и NAO на 51 %, 25 % и 22 % соответственно (всего 98 %), а также ПТВ над акваторией Баренцева моря на 2 % обуславливают колебания их площади в северо-восточном районе (уравнение 7 табл. 2). Интересно, что в юго-восточной части определяющим изменения площади однолетних тонких льдов является фактор *предшествующего состояния ледяного покрова* Баренцева моря, что не характерно для ведущего параметра в изменении его возрастной структуры (уравнение 12 табл. 2). Скорее всего, это связано с относительно большей инерционностью изменения площади морского льда в период его максимального развития. Выраженный значением ледовитости в начале ледообразования, вклад данного параметра составляет 69 %. Атмосферная циркуляция, моделируемая индексом AD, описывает 30 % изменений количества однолетних тонких льдов, а предыстория их площади — оставшийся 1 %.

*Поступление теплых атлантических вод* в западный и юго-восточный районы Баренцева моря определяет площадь однолетних средних льдов на их акваториях на 93 % и 96 % соответственно (уравнения 3 и 13 табл. 2). Влияние атмосферных процессов на 5 % (AO, AD и NAO на 3 %, 2 % и 1 % соответственно), а также ледообмена через пролив Шиллинга на 1 % также описывает их межгодовые изменения в западной части. Кроме того, в юго-восточном районе моря 2 % и 1 % дисперсии предиктанта характеризуют индексы AD и AO соответственно, а 1 % — ПТВ над его акваторией. Изменения площади однолетних средних льдов в северо-восточном районе Баренцева моря на 95 % зависят от характера *атмосферных процессов*, которые в данном случае выражены колебаниями климатического индекса AO (уравнение 8 табл. 2). Предикторы температуры воздуха над акваторией северного района, а также ледообмена моря через пролив Шиллинга вносят 4 % и 1 % вклада соответственно.

Межгодовые изменения площади однолетних толстых льдов в северных районах Баренцева моря (уравнения 4 и 9 табл. 2 для западного и северо-восточного районов соответственно) зависят от *атмосферной циркуляции*. В западной части моря их колебания на 93 % и 6 % соответственно (всего 99 %) описывают индексы AD и NAO, а в северо-восточной — индексы NAO, AO и AD на 67 %, 19 % и 13 % соответственно (всего 99 %). По 1 % дисперсии предиктантов приходится на ПТВ над акваторией района (западная часть), а также на ледообмен Баренцева моря через пролив Макарова (северо-восточная часть).

Отметим, что, несмотря на столь малый вклад некоторых факторов в межгодовые изменения площади ледяного покрова отдельных возрастных градаций (например, предшествующее состояние ледяного покрова), при принудительном удалении этих предикторов физико-статистические уравнения «разваливаются» либо качество уравнений существенно понижается за счет уменьшения коэффициентов корреляции и детерминации. Эта закономерность справедлива для всех полученных уравнений, которые описывают возрастную структуру ледяного покрова Баренцева моря. Однако потенциальные предикторы были предварительно проверены на мультиколлинеарность, что отражает их статистическую независимость друг от друга. Кроме того, использование в уравнениях

(3), (7), (9) и (14) таких коллинеарных факторов, как климатические индексы АО и NAO (последний является региональной модой АО), объясняется следующим образом. При расчете коэффициентов корреляции между данными индексами за отдельные месяцы было получено, что их значения не превышают пороговых 0,70, а в большинстве случаев и вовсе не являются значимыми, составляя менее 0,21.

Межгодовые изменения площади ледяного покрова отдельных возрастных градаций в апреле при таком определяющем их факторе, как характер атмосферной циркуляции, можно объяснить следующим образом. В западном районе Баренцева моря площадь однолетних тонких льдов увеличивается под воздействием положительной фазы NAO в апреле. Ее длительное сохранение приводит к ослаблению меридиональной циркуляции и уменьшает перенос тепла из Северной Атлантики в арктический регион, что изменяет распределение температуры поверхности океана, способствуя образованию льдов в апреле и увеличивая ледовитость Баренцева моря [24]. В этой же части моря изменения количества однолетних толстых льдов характеризуются господством в августе положительной фазы AD (вклад данного индекса составляет более 90 %). Так, в положительной фазе AD характеризуется пониженным давлением над Евразией (в районе морей Карского и Лаптевых) и повышенным давлением — над арктическим регионом Северной Америки (Канадским Арктическим архипелагом). Такая барическая обстановка способствует усилению движения южных воздушных масс в Баренцево море, что приводит к усилению таяния ледяного покрова и, соответственно, может уменьшать как общую ледовитость, так и площади однолетнего толстого ледяного покрова [34]. В северо-восточной части Баренцева моря совместное действие отрицательной фазы AD в марте и положительной фазы NAO в апреле определяет изменения площади молодых льдов на ее акватории. Продолжительное влияние отрицательной фазы AD, воздействующей преимущественно на молодой ледяной покров, соответствует положительным аномалиям нисходящей длинноволновой радиации к северу от западной части Европы, что препятствует процессу нарастания льдов на всей акватории Баренцева моря в апреле [35]. Совместное действие отрицательной фазы АО в августе и положительных фаз AD и NAO в апреле приводит к изменению площади однолетних тонких льдов, а влияние положительной фазы АО — к изменению количества однолетних средних льдов в северо-восточном районе. В случае длительного сохранения отрицательной фазы АО усиливается широтный перенос холодных воздушных масс в направлении от Северного полюса, что приводит к более интенсивному ледообразованию и к увеличению ледовитости. Влияние положительной фазы АО, наоборот, препятствует проникновению холодных воздушных масс в направлении от Северного полюса на акваторию моря, что замедляет процесс ледообразования и сокращает общую площадь ледяного покрова в апреле. На количество однолетних толстых льдов в северо-восточной части Баренцева моря в большей степени оказывают влияние положительные фазы NAO в ноябре и АО в феврале, а также отрицательная фаза AD в декабре. В юго-восточном районе изменения площади молодых льдов моря характеризуются как отрицательной фазой NAO в октябре, так и положительной фазой AD в мае.

Величины ледообмена Баренцева моря через створы проливов Шиллинга и Макарова в ноябре предыдущего года являются одними из значимых предикторов, определяющих колебания площади однолетних средних и толстых льдов в его северо-восточном районе в апреле (уравнения 8 и 9 табл. 2 соответственно). В со-

ответствии со среднегодовыми оценками [29] через пролив Макарова на акваторию моря приносятся морские льды соседних акваторий, а через пролив Шиллинга — наоборот, льды выносятся за пределы моря. В ноябре знаки расхода ледяного покрова соответствуют среднегодовому направлению на обоих створах, поэтому ледообмен через пролив Шиллинга препятствует увеличению количества однолетних средних льдов в апреле за счет интенсивного выноса ледяного покрова. Увеличение площади однолетних толстых льдов в северо-восточном районе Баренцева моря в апреле происходит вследствие их приноса через пролив Макарова из Арктического бассейна несколькими месяцами ранее.

Обратимся к определяющим факторам и вкладам отдельных предикторов в изменения ледовитости Баренцева моря в апреле. В западной части моря *приповерхностная температура воздуха* на 83 % обуславливает межгодовые колебания ледовитости (уравнение 5 табл. 2). Помимо этого, атмосферная циркуляция, моделируемая климатическими индексами АО (9 %), АД (5 %) и РНА (2 %), в целом характеризует 16 % дисперсии предиктанта, а ледообмен Баренцева моря через пролив Шиллинга — оставшийся 1 % дисперсии. Ледовитость северо-восточного района Баренцева моря на 66 % зависит от *ее предыстории* (уравнение 10 табл. 2). Влияние атмосферных процессов на 28 % определяется индексами РНА (11 %), АД (10 %) и АО (7 %), адвекции теплых атлантических вод на 2 % — индексом АМО. Ледообмен акватории Баренцева моря через пролив Макарова на 4 % влияет на ледовитость северного района. В юго-восточном районе Баренцева моря характер *атмосферной циркуляции* определяет изменения ледовитости на 47 % (уравнение 14 табл. 2). Кроме того, на долю ПТВ над его акваторией приходится 29 % дисперсии, предыстории ледовитости и индекса АМО — по 12 % каждый.

Таким образом, межгодовые изменения возрастной структуры ледяного покрова в отдельных районах Баренцева моря в большинстве случаев обуславливаются изменениями, происходящими в атмосфере, что выражается климатическими индексами. В меньшей степени они зависят от поступающих на акваторию моря теплых вод атлантического происхождения и от распределения приповерхностной температуры воздуха. Только в одном случае предшествующее состояние ледовитости оказалось наиболее значимым фактором.

### ЭФФЕКТИВНОСТЬ ФИЗИКО-СТАТИСТИЧЕСКИХ УРАВНЕНИЙ

Согласно Наставлению [13], основными критериями качества метода долгосрочного прогноза при установленной допустимой ошибке стандартного отклонения  $0,8\sigma$  являются значения *обеспеченности* метода Р (в %) и его сравнение с климатическим прогнозом, т.е. *эффективности* Эф (в %). За климатическую норму в настоящей работе принято среднее значение предиктанта за период с 1997 по 2022 г. (без учета независимой выборки). Значения этих параметров качества для полученных моделей с наибольшими коэффициентами корреляции и детерминации сведены в табл. 3.

Использование метода долгосрочного прогноза является целесообразным, если его эффективность составляет не менее 10 %, т. е. обеспеченность допустимой ошибки  $0,8\sigma$  не менее чем на 10 % превышает обеспеченность допустимой ошибки отклонения от климатической нормы [13]. Таким образом, большинство предлагаемых моделей, описывающих межгодовые изменения площади льдов различных возрастных градаций, потенциально применимы на практике. Эффективность методов

Таблица 3

Обеспеченность (R, в %) и эффективность (Эф, в %) полученных методов прогноза площади льдов различного возраста и ледовитости в отдельных районах Баренцева моря, а также их коэффициенты корреляции (R) и детерминации (R<sup>2</sup>) в апреле

Table 3

Reliability (R, %) and efficiency (Эф, %) of the forecasting method obtained for the area of ice of different age categories and ice cover in the Barents Sea sub-areas, as well as their correlation (R) and determination (R<sup>2</sup>) coefficients in April

Номер уравнения в табл. 2	Молодые льды			Однолетние тонкие льды			Однолетние средние льды			Однолетние толстые льды			Ледовитость		
	3	СВ	ЮВ	3	СВ	ЮВ	3	СВ	ЮВ	3	СВ	ЮВ	3	СВ	ЮВ
	(1)	(6)	(11)	(2)	(7)	(12)	(3)	(8)	(13)	(4)	(9)	(5)	(10)	(14)	
R	0,66	0,94	0,91	0,67	0,89	0,88	0,83	0,70	0,85	0,83	0,84	0,90	0,84	0,82	
R <sup>2</sup>	0,44	0,89	0,83	0,45	0,79	0,78	0,68	0,48	0,73	0,69	0,70	0,82	0,71	0,67	
P, %	70	98	93	71	90	90	80	72	89	81	81	47	33	30	
Эф, %	22	38	45	35	46	46	52	16	37	0	0	26	23	23	

Примечание. Сокращение «З» соответствует западному району, «СВ» — северо-восточному району и «ЮВ» — юго-восточному району Баренцева моря.  
Note. The abbreviation “З” corresponds to the western region, “СВ” — to the north-eastern region and “ЮВ” — to the south-eastern region of the Barents Sea.

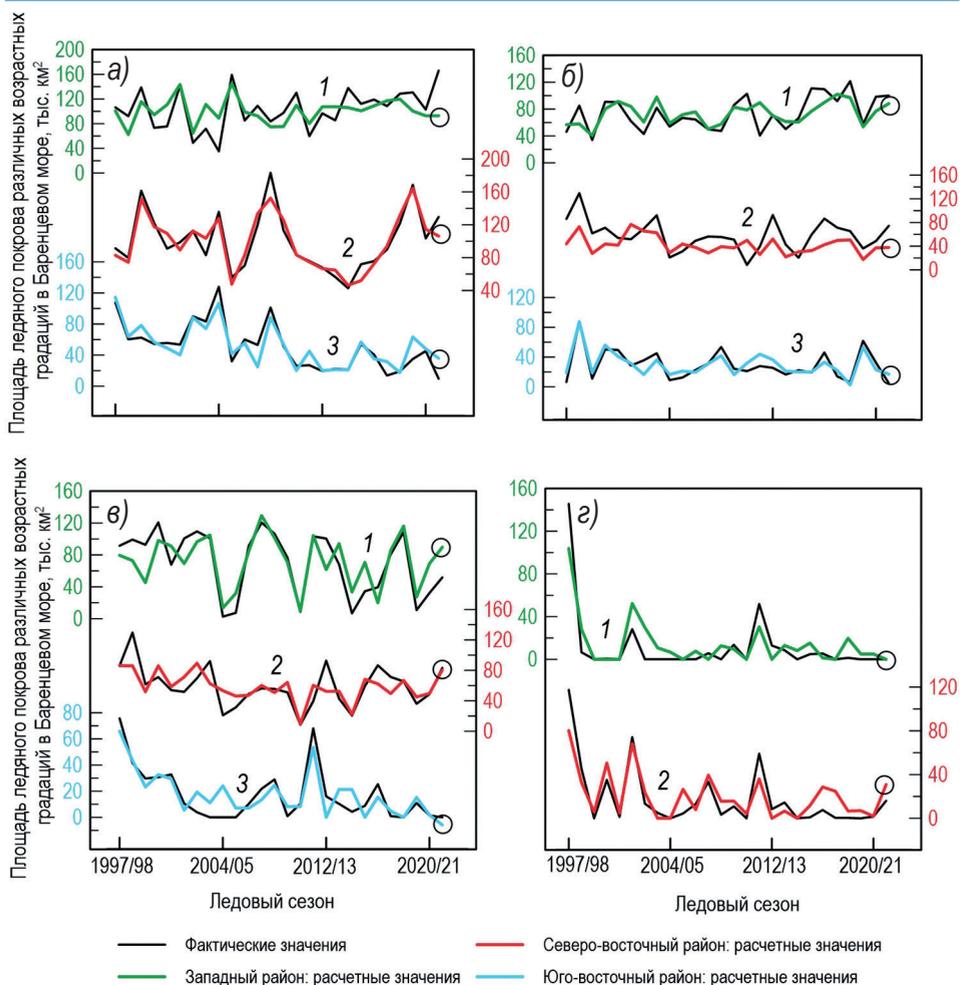


Рис. 2. Сопоставление фактических (показаны черной линией) и рассчитанных (цветные линии) значений площади а) молодых, б) однолетних тонких, в) однолетних средних и г) однолетних толстых льдов в 1) западном, 2) северо-восточном, 3) юго-восточном районах Баренцева моря в апреле за период с 1997 по 2023 г. Кружками отмечены те значения площади, которые были спрогнозированы на ледовый сезон 2022/23 г.

Fig. 2. Comparison between actual (black line) and calculated (colored lines) values of the area of а) young, б) first-year thin, в) first-year medium and г) first-year thick ice in 1) the western, 2) the northeastern, 3) the southeastern sub-areas of the Barents Sea in April for the 1997–2023 period. The predicted values of the area of ice of different ice categories for the 2022/2023 ice season are marked by the circlets

прогноза может быть равна нулю, несмотря на их высокую обеспеченность, если фактические значения площади ледяного покрова рассматриваемых возрастных градаций мало отличны от нуля. Дело в том, что физико-статистические уравнения не способны спрогнозировать полное отсутствие ледяного покрова того или иного возраста и расчетные значения всегда будут или больше, или меньше нуля. Кроме

того, если принять отрицательную прогностическую величину площади ледяного покрова определенной возрастной градации равной нулю, эффективность метода прогноза не улучшится или улучшится незначительно и все равно не будет достигать необходимых 10 %.

На рис. 2 приведены фактические и рассчитанные по уравнениям значения площади ледяного покрова разного возраста на акватории рассматриваемых районов Баренцева моря за период с 1997 по 2023 г. Ледовый сезон 2022/23 г. использовался в качестве независимой выборки, при этом прогностические отрицательные значения количества морского льда, если таковые встречались, были приняты равными нулю. Для демонстрации результатов в апреле на рисунке представлены все исследуемые возрастные градации.

Так, все полученные уравнения, имеющие коэффициенты корреляции от 0,66 до 0,94, удовлетворительно моделируют межгодовые изменения возрастной структуры ледяного покрова Баренцева моря. Относительно непростыми для описания изменчивости оказались молодые и однолетние тонкие льды, что может быть обусловлено их меньшей инерционностью в рамках одного ледового сезона. Более устойчивым является воспроизведение изменчивости ледяного покрова северо-восточного района Баренцева моря, уравнения для описания временных колебаний которого имеют наибольшие коэффициенты корреляции и детерминации: по-видимому, для западного района характерно сильное влияние адвекции атлантических вод, а для юго-восточного — более локальные факторы. Кроме того, для ледового сезона 2022/23 г. представленные на рис. 2 модели в большинстве случаев улавливают тенденцию к увеличению/уменьшению площади ледяного покрова различных возрастных градаций вплоть до совпадения порядка прогнозируемой величины.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненное исследование позволяет сформулировать следующие выводы:

1. Характер атмосферной циркуляции является основным фактором, оказывающим влияние на межгодовые изменения возрастной структуры ледяного покрова Баренцева моря. Он выражается климатическими индексами Арктического колебания, Арктического диполя и Северо-Атлантического колебания.

2. Поступающие на акваторию Баренцева моря теплые воды атлантического происхождения моделируются индексом Атлантического мультидекадного колебания. Межгодовые изменения возрастного состава льда в меньшей степени зависят от поступающих на акваторию моря теплых вод атлантического происхождения. Отмечается, что ледяной покров западной части Баренцева моря более подвержен их влиянию, чем другие районы.

3. В апреле вклад относительно более локальных параметров, таких как предыстория ледовитости и распределение приповерхностной температуры воздуха, более выражен в межгодовых колебаниях ледовитости, а индексов атмосферной циркуляции — в изменениях площади ледяного покрова отдельных возрастных градаций Баренцева моря. Однако в юго-восточном районе Баренцева моря количество однолетних тонких льдов зависит от предшествующего состояния ледяного покрова, что не характерно для ведущего параметра в изменении его возрастной структуры. Вероятно, это связано с относительно большей инерционностью изменения площади морского льда в период его максимального развития.

4. Для всех представленных физико-статистических уравнений получены коэффициенты корреляции от 0,66 до 0,94. Большинство моделей потенциально при-

менимы на практике для прогнозирования площади льдов различных возрастных градаций, поскольку их эффективность составляет более 10 %.

**Конфликт интересов.** У авторов исследования нет конфликта интересов.

**Финансирование.** Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 22-27-00443).

**Competing interests.** The authors have no conflicts of interest to declare.

**Funding.** The research was funded by the Russian Science Foundation (project No. 22-27-00443).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2019. 755 p.
2. Латонин М.М., Баимачников И.Л., Бобылев Л.П. Явление арктического усиления и его движущие механизмы // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2020. Т. 13. № 3. С. 3–19. doi: 10.7868/S2073667320030016.
3. Previdi M., Smith K.L., Polvani L.M. Arctic amplification of climate change: a review of underlying mechanisms // *Environmental Research Letters*. 2021. V. 16. 093003. doi: 10.1088/1748-9326/ac1c29.
4. Иванов В.В. Новые механизмы Полярного усиления, инициированные сокращением арктического морского льда // *Вестник РФФИ*. 2022. № 2 (114). С. 40–47. doi: 10.22204/2410-4639-2022-114-02-119-135.
5. Александров В.Ю., Йоханнесен О.М. Изменение толщины льда в Арктике с конца XIX века // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2012. № 4 (94). С. 63–73.
6. Onarheim I.H., Årthun M. Toward an ice-free Barents Sea // *Geophysical Research Letters*. 2017. № 44. P. 8387–8395. doi: 10.1002/2017GL074304.
7. Stroeve J., Notz D. Changing state of Arctic sea ice across all seasons // *Environmental Research Letters*. 2018. V. 13. № 10. 103001. doi: 10.1088/1748-9326/aade56.
8. Onarheim I.H., Eldevik T., Smedsrud L.H., Stroeve J.C. Seasonal and regional manifestation of Arctic sea ice loss // *Journal of Climate*. 2018. V. 31. P. 4917–4932. doi: 10.1175/JCLI-D-17-0427.1.
9. Сумкина А.А., Кивва К.К., Иванов В.В., Смирнов А.В. Сезонное очищение ото льда Баренцева моря и его зависимость от адвекции тепла Атлантическими водами // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2022. Т. 15. № 1. С. 82–97. doi: 10.48612/fpg/1kqp-xbuk-6gpz.
10. Миронов Е.У. Ледовые условия в Гренландском и Баренцевом морях и их долгосрочный прогноз. СПб.: ААНИИ, 2004. 319 с.
11. Гудкович З.М., Кириллов А.А., Ковалев Е.Г., Сметанникова А.В., Спичкин В.А. Основы методики долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 348 с.
12. Егорова Е.С., Миронов Е.У. Возрастной состав ледяного покрова Баренцева моря // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2022. Т. 68. № 3. С. 216–233. doi: 10.30758/0555-2648-2022-68-3-216-233.
13. Руководящий документ 52.27.759 — 2011, Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Часть III. Служба морских гидрологических прогнозов. М.: Триада ЛТД, 2011. 194 с.
14. Arctic and Antarctic Research Institute World Data Center Sea-Ice. URL: <http://wdc.aari.ru/datasets/d0004/bar/> (дата обращения: 06.02.2023).
15. Афанасьева Е.В., Алексеева Т.А., Соколова Ю.В., Демчев Д.М., Чуфарова М.С., Быченков Ю.Д., Девятаев О.С. Методика составления ледовых карт ААНИИ // *Российская Арктика*. 2019. № 7. С. 5–20. doi: 10.24411/2658-4255-2019-10071.

16. Лис Н.А., Чернявская Е.А., Миронов Е.У., Тимохов Л.А., Егорова Е.С. Информативность факторов, формирующих долгопериодные колебания ледовитости отдельных районов Баренцева моря // Российская Арктика. 2023. Т. 5 (2). С. 17–32. doi: 10.24412/2658-4255-2023-2-17-32.
17. Ледовые термины, расположенные в тематическом порядке. URL: <http://old.aari.ru/gdsidb/glossary/r1.htm> (дата обращения: 10.04.2023).
18. Thompson D.W.J., Wallace J.M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // Geophysical Research Letters. 1998. V. 25. No. 9. P. 1297–1300. doi: 10.1029/98GL00950.
19. Zhou S., Miller A.J., Wang J., Angell J.K. Trends of NAO and AO and their associations with stratospheric processes // Geophysical Research Letters. 2001. V. 28. No. 21. P. 4107–4110. doi: 10.1029/2001GL013660.
20. Wu B., Wang J., Walsh J.E. Dipole anomaly in the winter Arctic atmosphere and its association with sea ice motion // Journal of Climate. 2006. V. 19. No. 2. P. 210–225. doi: 10.1175/JCLI3619.1.
21. Janout M.A., Holemann J., Timokhov L., Gutjahr O., Heinemann G. Circulation in the northwest Laptev Sea in the eastern Arctic Ocean: Crossroads between Siberian River water, Atlantic water and polynya-formed dense water // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2017. V. 122. No. 8. P. 6630–6647. doi: 10.1002/2017JC013159.
22. Barnston A.G., Livezey R.E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // Monthly Weather Review. 1987. V. 115. No. 6. P. 1083–1126. doi: 10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2.
23. Goldenberg S.B., Landsea C.W., Mestas-Nuñez A.M., Gray W.M. The recent increase in Atlantic hurricane activity: Causes and implications // Science. 2001. V. 293. No. 5529. P. 474–479. doi: 10.1126/science.1060040.
24. Нестеров Е.С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. М.: Триада ЛТД, 2013. 144 с.
25. National Oceanic and Atmospheric Administration: Climate Monitoring. URL: <https://www.noaa.gov/climate-monitoring/#all> (дата обращения: 10.05.2023).
26. Библиотека климатических данных Колумбийского университета. URL: <http://iridl.ldeo.columbia.edu> (дата обращения: 10.05.2023).
27. Малинин В.Н., Гордеева С.М. Физико-статистический метод прогноза океанологических характеристик (на примере Северо-Европейского бассейна). Мурманск: ПИНРО, 2003. 129 с.
28. Kwok R. Outflow of Arctic Ocean sea ice into the Greenland and Barents Seas // Journal of Climate. 2009. V. 22. No. 9. P. 2438–2457. doi: 10.1175/2008JCLI2819.1.
29. Егорова Е.С., Миронов Е.У., Ильющенко И.А. Сезонные и межгодовые изменения леодообмена Гренландского и Баренцева морей с соседними акваториями // Океанологические исследования: Материалы X конференции молодых ученых. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2023. С. 20–21.
30. National Snow and Ice Data Center Polar Pathfinder Daily EASE-Grid Sea Ice Motion Vectors, Version 4. URL: <https://nsidc.org/data/NSIDC-0116/versions/4> (дата обращения: 10.05.2023).
31. National Snow and Ice Data Center Quicklook Arctic Weekly EASE-Grid Sea Ice Motion Vectors, Version 1. URL: <https://nsidc.org/data/NSIDC-0748/versions/1> (дата обращения: 10.05.2023).
32. Tschudi M.A., Meier W.N., Stewart J.S. An enhancement to sea ice motion and age products at the National Snow and Ice Data Center (NSIDC) // The Cryosphere. 2020. V. 14. P. 1519–1536. doi: 10.5194/tc-14-1519-2020.
33. Вязигина Н.А., Тимохов Л.А., Егорова Е.С., Юлин А.В. Информативность гидрометеорологических и астрогеофизических факторов в задаче описания межгодовых колебаний ледовитости Гренландского моря // Лед и Снег. 2021. Т. 61. № 3. С. 431–444. doi: 10.31857/S2076673421030099.

34. Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В. Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследования Земли из космоса. 2013. Т. 4. С. 50–65. doi: 10.7868/S0205961413040076.
35. Watanabe E., Wang J., Sumi A., Hasumi H. Arctic dipole anomaly and its contribution to sea ice export from the Arctic Ocean in the 20th century // Geophysical Research Letters. 2006. V. 33. No. 23. L23703. doi: 10.1029/2006GL028112.

## REFERENCES

1. IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2019: 755 p.
2. Latonin M.M., Bashmachnikov I.L., Bobylev L.P. The Arctic amplification phenomenon and its driving mechanisms. *Fundamental'naya i prikladnaya gidrofizika*. Fundamental and Applied Hydrophysics. 2020, 13 (3): 3–19. [In Russian]. doi: 10.7868/S2073667320030016.
3. Previdi M., Smith K.L., Polvani L.M. Arctic amplification of climate change: a review of underlying mechanisms. *Environmental Research Letters*. 2021, 16: 093003. doi: 10.1088/1748-9326/ac1c29.
4. Ivanov V.V. New mechanisms of polar amplification triggered by the Arctic sea ice loss. *Vestnik RFFI*. RFBR Journal. 2022, 2 (114): 40–47. [In Russian]. doi: 10.22204/2410-4639-2022-114-02-119-135.
5. Alexandrov V.Yu., Johannessen O.M. Changes of ice thickness in the Arctic since the end of 19th century. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2012, 4 (94): 63–73. [In Russian].
6. Onarheim I.H., Árthun M. Toward an ice-free Barents Sea. *Geophysical Research Letters*. 2017, 44: 8387–8395. doi: 10.1002/2017GL074304.
7. Stroeve J., Notz D. Changing state of Arctic sea ice across all seasons. *Environmental Research Letters*. 2018, 13 (10): 103001. doi: 10.1088/1748-9326/aade56.
8. Onarheim I.H., Eldevik T., Smedsrud L.H., Stroeve J.C. Seasonal and regional manifestation of Arctic sea ice loss. *Journal of Climate*. 2018, 31: 4917–4932. doi: 10.1175/JCLI-D-17-0427.1.
9. Sumkina A.A., Kivva K.K., Ivanov V.V., Smirnov A.V. Seasonal ice removal in the Barents Sea and its dependence on heat advection by Atlantic waters. *Fundamental'naya i prikladnaya gidrofizika*. Fundamental and Applied Hydrophysics. 2022, 15 (1): 82–97. [In Russian]. doi: 10.48612/fpg/1krp-xbuk-6gpz.
10. Mironov Ye.U. *Ledovye uslovia v Grenlandskom i Barentsevom moriakh i ikh dolgosrochnyi prognoz*. Ice conditions in the Greenland and Barents Seas and its long-term forecast. St. Petersburg: AARI, 2004: 319 p. [In Russian].
11. Gudkovich Z.M., Kirillov A.A., Kovalev E.G., Smetannikova A.V., Spichkin V.A. *Osnovy metodiki dolgosrochnykh ledovykh prognozov dlia arkticheskikh morei*. Fundamentals of the methodology of long-term ice forecasts for the Arctic seas. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1972: 348 p. [In Russian].
12. Egorova E.S., Mironov Ye.U. Ice age composition in the Barents Sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2022, 68 (3): 216–233. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2022-68-3-216-233.
13. *Rukovodjashhij dokument 52.27.759–2011. Nastavlenie po sluzhbe prognozov. Razdel 3. Ch. III. Sluzhba morskikh gidrologicheskikh prognozov*. Management directive 52.27.759–2011, Forecast service manual, pt 3, chpt III. Maritime hydrological forecast service. Moscow: Triada LTD, 2011: 194 p. [In Russian].
14. AARI WDC Sea-Ice archive. Available at: <http://wdc.aari.ru/datasets/d0004/bar/> (accessed 06.02.2023).
15. Afanasieva Ye.V., Alekseyeva T.A., Sokolova Yu.V., Demchev D.M., Chufarova M.S., Bychenkov Yu.D., Devyatayev O.S. Methodology of ice chart compilation. *Rossiyskaya Arktika*. Russian Arctic. 2019, 7: 5–20. [In Russian]. doi: 10.24411/2658-4255-2019-10071.

16. Lis N.A., Cherniavskaia E.A., Mironov E.U., Timokhov L.A., Egorova E.S. Informativeness (information-bearing) of factors forming interannual variability of the Barents Sea and its individual areas ice ice coveren. *Rossiyskaya Arktika*. Russian Arctic. 2023, 5 (2): 17–32. [In Russian]. doi: 10.24412/2658-4255-2023-2-17-32.
17. Ice terms arranged in thematic order. Available at: <http://old.aari.ru/gdsidb/glossary/r1.htm> (accessed 10.04.2023).
18. Thompson D.W.J., Wallace J.M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*. 1998, 25 (9): 1297–1300. doi: 10.1029/98GL00950.
19. Zhou S., Miller A.J., Wang J., Angell J.K. Trends of NAO and AO and their associations with stratospheric processes. *Geophysical Research Letters*. 2001, 28 (21): 4107–4110. doi: 10.1029/2001GL013660.
20. Wu B., Wang J., Walsh J.E. Dipole anomaly in the winter Arctic atmosphere and its association with sea ice motion. *Journal of Climate*. 2006, 19 (2): 210–225. doi: 10.1175/JCLI3619.1.
21. Janout M.A., Holemann J., Timokhov L., Gutjahr O., Heinemann G. Circulation in the northwest Laptev Sea in the eastern Arctic Ocean: Crossroads between Siberian River water, Atlantic water and polynya-formed dense water. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2017, 122 (8): 6630–6647. doi: 10.1002/2017JC013159.
22. Barnston A.G., Livezey R.E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review*. 1987, 115 (6): 1083–1126. doi: 10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2.
23. Goldenberg S.B., Landsea C.W., Mestas-Nuñez A.M., Gray W.M. The recent increase in Atlantic hurricane activity: Causes and implications. *Science*. 2001, 293 (5529): 474–479. doi: 10.1126/science.1060040.
24. Nesterov E.S. *Severoatlanticheskoe kolebanie: atmosfera i okean*. North Atlantic oscillation: atmosphere and ocean. Moscow: Triada LTD, 2013: 144 p. [In Russian].
25. National Oceanic and Atmospheric Administration website. Available at: <https://www.ncei.noaa.gov/climate-monitoring/#all> (accessed 10.05.2023).
26. Columbia University Climate Data Library. Available at: <http://iridl.ldeo.columbia.edu> (accessed 10.05.2023).
27. Malinin V.N., Gordeeva S.M. *Fiziko-statisticheskij metod prognoza okeanologicheskikh kharakteristik (na primere Severo-Evropejskogo bassejna)*. Physical and statistical method for forecasting oceanological characteristics (on the example of the North European Basin). Murmansk: PINRO, 2003: 129 p. [In Russian].
28. Kwok R. Outflow of Arctic Ocean sea ice into the Greenland and Barents Seas. *Journal of Climate*. 2009, 22 (9): 2438–2457. doi: 10.1175/2008JCLI2819.1.
29. Egorova E.S., Mironov Ye.U., Il'yushchenkova I.A. Seasonal and interannual variations in in Arctic ice outflow on sea ice in the Barents Sea. *Oceanological Research: Proceedings of the X Conference of Young Scientists*. Vladivostok: TOI DVO RAN, 2023: 20–21. [In Russian].
30. National Snow and Ice Data Center Polar Pathfinder Daily EASE-Grid Sea Ice Motion Vectors, Version 4. Available at: <https://nsidc.org/data/NSIDC-0116/versions/4> (accessed 10.05.2023).
31. National Snow and Ice Data Center Quicklook Arctic Weekly EASE-Grid Sea Ice Motion Vectors, Version 1. Available at: <https://nsidc.org/data/NSIDC-0748/versions/1> (accessed 10.05.2023).
32. Tschudi M.A., Meier W.N., Stewart J.S. An enhancement to sea ice motion and age products at the National Snow and Ice Data Center (NSIDC). *The Cryosphere*. 2020, 14: 1519–1536. doi: 10.5194/tc-14-1519-2020.

33. *Viazgina N.A., Timokhov L.A., Egorova E.S., Yulin A.V.* Informativeness (information-bearing) of hydrometeorological and astrophysical factors in the problem of describing interannual fluctuations of the Greenland Sea ice coverage. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (3): 431–444. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421030099.

34. *Ivanov V.V., Alekseev V.A., Alekseeva T.A., Koldunov N.V., Repina I.A., Smirnov A.V.* Is the Arctic ice sheet becoming seasonal? *Issledovanie Zemli iz kosmosa. Exploration of the Earth from space*. 2013, 4: 50–65. [In Russian]. doi: 10.7868/S0205961413040076.

35. *Watanabe E., Wang J., Sumi A., Hasumi H.* Arctic dipole anomaly and its contribution to sea ice export from the Arctic Ocean in the 20th century. *Geophysical Research Letters*. 2006, 33 (23): L23703. doi: 10.1029/2006GL028112.

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-310-330>  
УДК 551.326.1:551.383.(268.52)



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

## Оценка многолетней изменчивости толщины припая в морях Российской Арктики по данным полярных станций

*А.Б. Тимофеева\**, *М.В. Шаратунова*, *У.В. Прохорова*

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

*\*tianna@aari.ru*

### Резюме

В работе проанализированы ряды данных по толщине припая и приземной температуре воздуха (ПТВ) наземных полярных гидрометеорологических станций, расположенных на побережье Российской Арктики. Проведено сравнение данных наблюдений за современный 15-летний период (2005–2020 гг.) с данными наблюдений до 2004 г. (с 1930–1940-х гг.). В результате выявлено, что с 2005 г. толщина припая на момент максимального развития уменьшилась на 13 % в Карском море, на 9 % в Восточно-Сибирском море, на 5 % в морях Лаптевых и Чукотском. Процесс нарастания стал значительно медленнее, а переход между возрастными градациями сместился на 1–2 декады на более поздний срок. С 2005 г. температура воздуха повысилась в среднем на 2,7 °С, при этом наибольший вклад в это вносит осенний период (октябрь–декабрь), а наименьшая разница по сравнению с предыдущими десятилетиями наблюдается в летние месяцы. Поскольку приземная температура воздуха является одним из определяющих факторов нарастания толщины льда, в работе рассмотрена ее корреляция с суммой градусо-дней мороза (СГДМ). В среднем по станциям СГДМ снизилась на 14 %; все рассматриваемые 15 зимних сезонов с 2005 г. можно классифицировать как мягкие, ни на одной из станций зимы не соответствовали критериям суровой или умеренной. Повторяемость мягких зим увеличилась на 36–95 % по станциям. Снижение СГДМ хорошо согласуется с изменениями среднесезонных значений (за ноябрь–май) и максимальных значений толщины припайного льда на станциях. В заключение следует отметить, что исследуемый 15-летний период (2005–2020 гг.) отличается самыми мягкими условиями за всю историю наблюдений на полярных станциях российских арктических морей.

**Ключевые слова:** арктические моря, максимальная толщина льда, полярные станции, припай, сумма градусо-дней мороза, толщина морского льда.

**Для цитирования:** *Тимофеева А.Б., Шаратунова М.В., Прохорова У.В.* Оценка многолетней изменчивости толщины припая в морях Российской Арктики по данным полярных станций // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 3. С. 310–330. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-310-330>.

Поступила 09.05.2023

После переработки 06.07.2023

Принята 12.07.2023

## **Estimation of fast ice thickness multiyear variability in the Russian Arctic seas according to polar stations data**

*Anna B. Timofeeva\**, *Maria V. Sharatunova*, *Uliana V. Prokhorova*

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

*\*tianna@aari.ru*

### **Summary**

The warming process in the Arctic steadily continues and significantly affects the entire regime of sea ice cover development. Most of the sea ice thickness studies are based on numerical modeling and information obtained using satellite radar altimetry such that these estimations require validation by means of contact measurements. However, the comparison of data is difficult due to the irregularity and locality of measurements. This makes contact measurements at polar stations highly relevant. In this study, contact measurements were carried out by drilling for each 10-day period during winter season, they are quite accurate and have a long observations series in the same regime conditions from year to year, allowing one to assess the long-term variability of fast ice thickness. In this study, we analyzed the data series of the fast ice thickness and the surface air temperature at 16 Roshydromet land-based polar stations in the Russian Arctic Seas. The data series were taken into account from the beginning of regular measurements (the end of the 1930s, the year of the beginning varies depending on the station) to 2020 for the period November–May. Observations for the recent 15-year period (2005–2020) are compared with those prior to 2004 (from the 1930s–40s). Since 2005 sea ice thicknesses at the moment of maximum development (maximum sea ice thickness) have decreased by 13 % in the Kara Sea, by 9 % in East Siberian Sea, by 5 % in the Laptev and Chukchi Seas in comparison with the previous period. The sea ice thickness development process has become much slower, transition between the sequential stages of development is shifted by 10–20 days (in some points 30–40 days) later. The surface air temperature is on average 2,7 °C higher than for the previous period at all sea stations. The most significant changes (1,4–6,1 °C) are observed in the autumn season (October–December), all the stations show the lowest difference in the summer months. Averaged over the stations, the sum of the frost degree-days (SFDD) decreased by 14 %; all 15 recent winter seasons can be classified as mild and none of the stations has experienced winters that meet the criteria of severe winter. The frequency of mild winters increased by 36–95 % by stations. The SFDD decline is in good agreement with the changes of the mean seasonal (November–May) and maximum SIT at the stations. In conclusion, it is noteworthy that the recent 15-year period (2005–2020) is distinguished by the mildest conditions.

**Keywords:** arctic seas, fast ice, ice thickness, polar stations, sum of frost degree-days.

**For citation:** *Timofeeva A.B., Sharatunova M.V., Prokhorova U.V.* Estimation of fast ice thickness multiyear variability in the Russian Arctic seas according to polar stations data. *Arctic and Antarctic Research*. 2023, 69 (3): 310–330. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-310-330>.

**Received 09.05.2023**

**Revised 06.07.2023**

**Accepted 12.07.2023**

### **ВВЕДЕНИЕ**

В последние годы процесс потепления в Арктике неуклонно развивается. Одним из проявлений этого процесса является значительное уменьшение площади арктического морского льда во все сезоны года [1–3]. Наиболее сильное сокращение ледяного покрова наблюдается в сентябре, по окончании летнего периода таяния [4–6]. Наблюдаемое потепление оказывает существенное влияние на весь режим развития ледяного покрова. Сроки начала ледообразования смещаются, изменяется возрастной состав льда [7], процессы таяния и различные характеристики ледового режима в российских арктических морях также претерпевают изменения [8, 9]. Некоторые авторы подчеркивают значительное усиление процессов потепления, изменение

термохалинной структуры вод Северного Ледовитого океана и уменьшение ледяного покрова начиная с 2005 г. [10–13].

Толщина морского льда также является важной характеристикой, ее колебания — чувствительный индикатор климатических изменений. Для оценки толщины морского льда используются данные различных методов измерений, как непосредственно контактных, так и различных дистанционных измерений. К ним относят в том числе измерения, выполняемые с помощью гидролокатора, направленного вверх, на подводных лодках [14, 15], данные измерений электромагнитного зондирования с использованием специализированного оборудования [16, 17], а также данные спутниковых наблюдений. Большинство современных исследований толщины морского льда основаны на численном моделировании и информации, полученной с помощью спутниковой радиолокационной альтиметрии [18–21]. Результаты всех исследований свидетельствуют о том, что морской лед Арктики становится тоньше. Об этом также свидетельствуют косвенные оценки толщины льда по возрастному составу ледяного покрова [22]. Однако оценки толщины льда, основанные на данных спутникового дистанционного зондирования и численного моделирования, характеризуются некоторой степенью неопределенности и требуют проведения верификации с помощью контактных измерений. Подобные сравнения выполнялись, например, по результатам ледовых исследований во время экспедиции «Трансарктика» [23]. Однако сравнение и верификация результатов контактных измерений межгодовых изменений затруднены из-за их неравномерности и локальности.

В связи с вышесказанным контактные измерения толщины припая на полярных станциях являются уникальным источником информации. Они достаточно точны и представляют значительный интерес из-за продолжительности рядов наблюдений в одних и тех же режимных условиях из года в год, что позволяет оценить изменения толщины льда в течение десятилетий. Целью данной работы является оценка изменений толщины припая в последние десятилетия, а также оценка связи с изменениями температуры воздуха по имеющимся данным измерений на полярных станциях.

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В работе были проанализированы данные по приземной температуре воздуха (ПТВ) и толщине припая (ТП), накопленные по результатам измерений на ряде наземных полярных станций Росгидромета. Массив данных по температуре воздуха доступен на ресурсах Росгидромета, архив измерений толщины льда на припаяе формируется и хранится в ААНИИ (не опубликованы).

Регулярные измерения на полярных станциях проводятся с середины 30-х гг. XX в. Некоторые станции были закрыты в 1990-е гг., их ряды наблюдений прерваны и потому не использовались в анализе. Для исследования были выбраны полярные станции морей Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского (рис. 1): им. М.В. Попова (о. Белый), Диксон, м. Стерлегова, ГМО им. Е.К. Федорова (м. Челюскин), о. Котельный, б. Тикси, пр. Санникова, Кигилях, Амбарчик, Айон, Певек, Валькаркай, м. Биллингс, м. Ванкарем, м. Уэлен. Ряды данных этих станций имеют примерно одинаковую продолжительность наблюдений.

Все станции расположены на материке или островах, а измерения проводятся на припаяе. Толщина припая обычно превышает толщину дрейфующего льда [24, 25]. Припая образуется в осенне-зимний период и достигает своего максимального развития в апреле-мае, при этом наиболее обширный припая формируется в мелко-

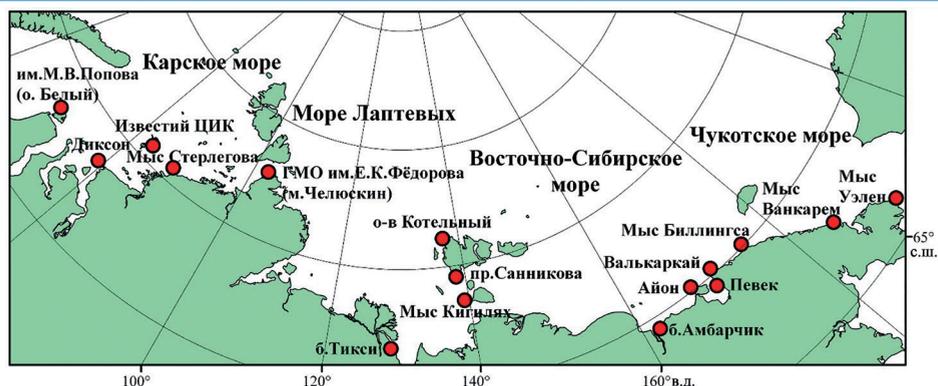


Рис. 1. Наземные полярные станции Росгидромета  
 Fig. 1. Roshydromet land-based polar stations

водных частях морей: в северо-восточной части Карского, восточной части Лаптевых, западной части Восточно-Сибирского морей [24].

Измерения толщины припая проводились в соответствии с Наставлением гидрометеорологическим станциям и постам [26] в постоянной точке (ПТ), недалеко от берега на глубине дна не менее 2 метров. Требования для припайного льда в ПТ следующие: лед должен быть гладким, равномерно покрытым снегом и в целом типичным для данного района. Лед пробуравливается специальным буром (в наше время с бензиновыми или электрическими двигателями), и область в радиусе 10–15 метров является фактической ПТ, где выполняются все последующие измерения. Состав наблюдений включает измерение толщины льда и превышения над поверхностью воды (или глубины погружения), а также высоты и плотности снежного покрова. Измерения проводятся один раз в декаду. Если в назначенный день их не удалось выполнить, измерения проводятся в ближайший день с благоприятными условиями для работы.

Архив ААНИИ содержит ежелекандные значения измерений толщины припая, преимущественно с октября по июль. В рядах наблюдений есть пропуски, причиной которых могло быть отсутствие наблюдений в отдельные годы, проблемы с поступлением информации по каналам связи и «человеческий фактор». К сожалению, последнее может быть основной причиной не только пробелов, но и ошибок в данных, чего также нельзя полностью исключить.

Для выполнения оценки межгодовой изменчивости толщины припая были взяты данные с ноября по май. Для минимизации ошибок в расчетах и оценках все сомнительные значения проверялись путем сравнения с информацией соседних станций (ледовые и погодные условия) и в случае несоответствия исключались. Также были исключены некоторые случаи, не соответствовавшие задачам работы: например, резкое увеличение толщины за декаду (значительно превышающее средние многолетние значения нарастания толщины в эти сроки) интерпретировалось как «подсов» льда в результате динамических процессов и торошения. Все такие случаи из расчетов исключались, как и результаты наблюдений после разрушения припая в ПТ и последующей смены площадки, а также случаи измерений на остаточном льду, сохранившемся с предыдущего сезона (например, на о. Котельный в 1962–1963 гг.), поскольку не соответствовали задаче оценки процесса нарастания льда.

Ряды данных по Чукотскому морю можно охарактеризовать как недостаточные. Обе рассматриваемые станции этого моря с доступными данными измерений толщины припая имеют значительные пропуски и часто сомнительные значения (как на м. Ванкарем). Измерения льда на станции м. Уэлен с 1990-х гг. проводились крайне нерегулярно. Некоторые спорадические значения, собранные за последние годы, разумеется, не могут отразить реальную ситуацию. Однако, несмотря на скудную насыщенность данными в Чукотском море, ряды этих станций также были приняты во внимание. Ситуация аналогична для нескольких станций Восточно-Сибирского моря (ВСМ), таких как Валькаркай и м. Биллингса.

Для анализа были взяты ряды данных по станциям до 2020 г. включительно с начала регулярных измерений (конец 1930-х гг.). Год начала измерений различается по станциям, как указано в табл. 1. По температуре воздуха использовались данные, полученные на тех же станциях, осредненные за месяц.

Таблица 1

**Общая информация о рядах наблюдений  
на полярных станциях морей Российской Арктики**

Table 1

**General information about the observations series at polar stations of the Russian Arctic Seas**

Пункт наблюдений	Характеристика	Год начала	Число лет набл.	Пропуски данных, %
им. Попова (о. Белый)	Температура (среднемесячная)	1934	87	0
	Толщина льда (ежедекадная)	1933/1934	88	17
Диксон	Температура (среднемесячная)	1916	105	0
	Толщина льда (ежедекадная)	1916/1917	104	2
о. Известий	Температура (среднемесячная)	1959	62	29
	Толщина льда (ежедекадная)	1954/1955	64	4
м. Стерлегова	Температура (среднемесячная)	1934	87	0
	Толщина льда (ежедекадная)	1936/1937	84	13
м. Челюскин	Температура (среднемесячная)	1932	90	0
	Толщина льда (ежедекадная)	1934/1935	86	7
б. Тикси	Температура (среднемесячная)	1936	85	0
	Толщина льда (ежедекадная)	1940/1941	81	3
о. Котельный	Температура (среднемесячная)	1936	85	0
	Толщина льда (ежедекадная)	1939/1940	81	2
пр. Санникова	Температура (среднемесячная)	1942	79	1
	Толщина льда (ежедекадная)	1942/1943	78	4
Кигилях	Температура (среднемесячная)	1939	82	1
	Толщина льда (ежедекадная)	1939/1940	81	2
Амбарчик	Температура (среднемесячная)	1933	88	0
	Толщина льда (ежедекадная)	1938/1939	82	4
Айон	Температура (среднемесячная)	1942	79	0
	Толщина льда (ежедекадная)	1942/1943	78	2
Певек	Температура (среднемесячная)	1942	79	0
	Толщина льда (ежедекадная)	1941/1942	77	8
Валькаркай	Температура (среднемесячная)	1935	86	4
	Толщина льда (ежедекадная)	1935/1936	85	9
м. Биллингса	Температура (среднемесячная)	1935	86	0
	Толщина льда (ежедекадная)	1935/1936	85	17
Мыс Ванкарем	Температура (среднемесячная)	1935	86	2
	Толщина льда (ежедекадная)	1936/1937	84	29
Мыс Уэлен	Температура (среднемесячная)	1928	93	0
	Толщина льда (ежедекадная)	1935/36	85	47

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В результате обработки исторических данных измерений было выполнено сравнение ПТВ и ТП на полярных станциях в Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском морях за современный период (2005–2020 гг.) с данными наблюдений за период с 1930-х гг. до 2004 г. Процесс ледообразования на акватории, прилегающей к полярным станциям, преимущественно начинается на чистой воде, поскольку в подавляющем большинстве случаев припай полностью разрушается за летний период [24]. Формирование припая начинается при толщине молодого льда 6–8 см, постепенно нарастая и расширяясь в ходе зимнего сезона, он достигает своего максимума в апреле-мае.

### Многолетняя изменчивость максимальной толщины припая

Для дальнейшего анализа использовалась максимальная толщина льда, зафиксированная в каждом годовом цикле. На рис. 2 представлены примеры межгодовой изменчивости максимальной толщины льда на нескольких полярных станциях в каждом из рассматриваемых морей. Несмотря на то, что общие тенденции одинаковы для всех российских арктических морей, развитие гидрометеорологических и ледовых процессов в каждом из морей имеет свои режимные особенности. Основные статистические характеристики межгодовой изменчивости максимальной ТП приведены в табл. 2. Характеристики были рассчитаны для всего ряда наблюдений, а также отдельно для исследуемых периодов: современного 15-летнего (2005–2020 гг.) и периода с 1930-х гг. до 2004 г.

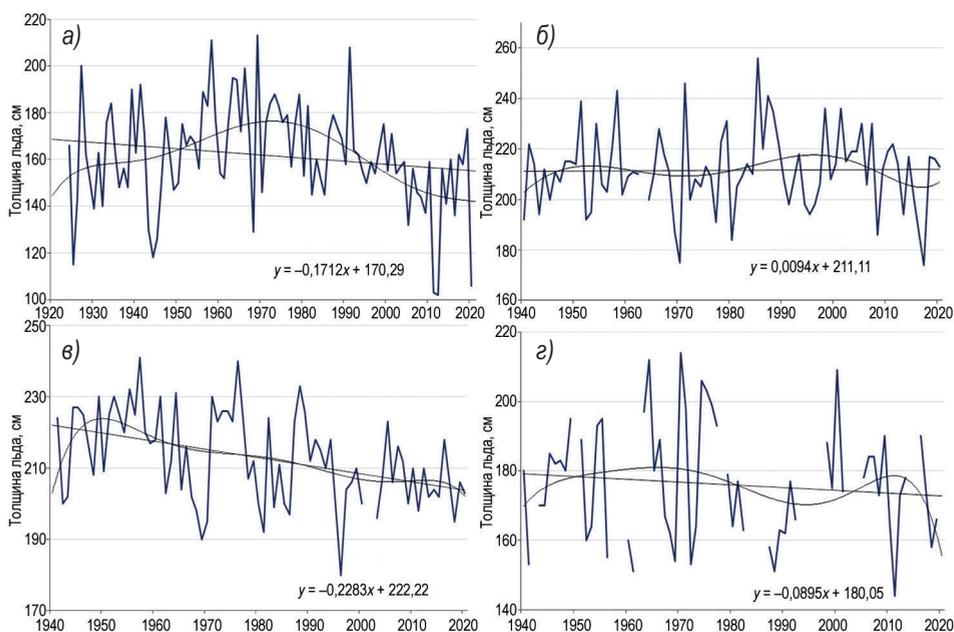


Рис. 2. Межгодовая изменчивость максимальной толщины льда по измерениям на полярных станциях: а) Диксон (Карское море), б) о. Котельный (море Лаптевых), в) Амбарчик (Восточно-Сибирское море), з) м. Ванкарем (Чукотское море); аппроксимация выполнена полиномом 6-й степени

Fig. 2. Interannual variability of the annual maximum ice thickness measured at polar stations: а) Dixon (Kara Sea), б) Kotelny Island (Laptev Sea), в) Ambarchik (East-Siberian Sea), з) Vankarem Cape (Chukchi Sea); the approximation is performed by a polynomial of the 6th degree

Таблица 2

Статистические характеристики максимальной за сезон толщины льда по данным полярных станций

Table 2

Statistical characteristics of ice thickness at the moment of maximum development according to polar stations data

	о. Белый	Диксон	о. Известь	Мыс Стрелгова	Мач Челоккин	б. Тисси	о. Котельный	Китляк	пр. Санникова	Амбаичик	Айон	Певек	Валькаркай	Мыс Билингса	Мыс Ванкарем	Мыс Уэлен
Весь ряд наблюдений с 1930-х гг. по 2019/20 г.																
Среднее, см	148	162	170	193	191	221	212	213	209	211	177	150	181	172	172	135
Максимум, см	198	213	216	239	239	248	256	240	239	239	217	183	235	222	204	167
Минимум, см	90	102	124	150	147	193	174	179	171	194	121	102	104	130	143	117
Размах, см	108	111	92	89	92	55	82	61	68	45	96	81	131	92	61	50
СКО	20	22	24	24	21	12	16	12	16	13	16	20	31	18	18	13
Период с 1930-х гг. по 2004/05 г.																
Среднее, см	150	166	178	196	196	224	212	214	211	212	179	154	185	173	172	135
Максимум, см	198	213	216	239	239	248	256	240	239	239	217	183	235	222	204	167
Минимум, см	99	118	126	154	149	201	175	185	173	180	146	106	130	140	142	111
Размах, см	99	95	90	85	90	47	81	55	66	59	71	77	105	82	62	56
СКО	19	20	21	24	19	11	16	11	15	13	15	17	25	17	16	13
Период с 2005/06 г. по 2019/20 г.																
Среднее, см	133	143	146	177	175	211	207	205	198	204	166	133	160	156	170	122
Максимум, см	154	173	168	197	205	236	230	236	223	218	189	177	217	196	190	127
Минимум, см	90	102	124	150	147	193	174	179	171	194	121	102	104	130	143	117
Размах, см	64	71	44	47	58	43	56	57	52	24	68	75	113	66	47	10
СКО	21	22	14	15	17	11	15	15	13	7	18	21	51	23	15	4
Изменение средней толщины за 15 лет с 2005 г.																
Разница, см/%	-17/-12	-23/-14	-32/-18	-19/-10	-21/-11	-13/-6	-5/-2	-10/-4	-13/-6	-8/-4	-13/-5	-21/-14	-25/-14	-17/-10	-2/-1	-13/-10

Примечание. Красным цветом выделены абсолютные максимумы для каждой из станций, синим абсолютные минимумы.

Note. Absolute maxima for each of the stations are highlighted in red, absolute minima in blue.

Максимальная толщина припая серьезно варьирует от года к году и имеет значительный размах колебаний (55–131 см) за весь ряд наблюдений на станциях. Изменения толщины льда на подавляющем большинстве станций имеют выраженный отрицательный тренд. Некоторые станции, в основном в Карском море, показывают четко прослеживающиеся долгопериодные колебания около 30 лет со значительным увеличением толщины льда в 1960–1980-е гг. Это вполне согласуется с ранее выявленными климатическими колебаниями и циклами [9, 10].

Средняя толщина льда на момент максимального развития в апреле-мае колеблется в пределах 135–221 см по станциям, наиболее толстый лед наблюдается на станциях моря Лаптевых. Наибольшая толщина (256 см) за всю историю наблюдений была зафиксирована на о. Котельный в сезоне 1984/85 г. Абсолютные максимумы толщины льда (максимальные значения за весь ряд наблюдений) на всех станциях наблюдались в период до 2005 г., а все абсолютные минимумы — после 2005 г. (табл. 2).

За 2005–2020 гг. толщина льда на момент максимального нарастания в апреле-мае снизилась на 2–32 см по станциям в сравнении с предыдущим периодом. В среднем на всех станциях Российской Арктики толщина припайного льда сократилась на 8 %. Наибольшие изменения наблюдаются на станциях Карского моря, где толщина припая на момент максимального нарастания уменьшилась на 13 % (наибольшее уменьшение было зафиксировано на станции о. Известий — 18 %). Далее идет Восточно-Сибирское море с убылью толщины льда на 9 %, а также моря Лаптевых и Чукотское — на 5 %. Стоит отметить, что по четырем полярным станциям моря Лаптевых снижение толщины припая колеблется в небольшом диапазоне, в пределах 2–6 %. В то время как разброс значений по станциям Чукотского моря достаточно большой — от 1 до 10 %. Это, вероятно, обусловлено различными режимными особенностями самих станций моря. Географически станции расположены не близко. Так, мыс Уэлен, самая восточная станция, находится под сильным влиянием атмосферных и океанических процессов Берингова моря и Тихоокеанского сектора, а режимные характеристики станции Ванкарем ближе к характеристикам континентальных станций Восточно-Сибирского моря.

Только две станции из всей выборки не демонстрируют многолетний отрицательный тренд максимальной ТП: о. Котельный (в море Лаптевых) и Ванкарем (в Чукотском море). Толщина льда на этих станциях приближается к среднееголетним значениям на момент максимального развития, что на станции о. Котельный может объясняться режимными особенностями. Однако для станции Ванкарем это скорее всего объясняется некорректной оценкой из-за наличия большого количества пропусков в рядах данных, которые не дают в полной мере оценить величину изменений. Аналогичная ситуация складывается и на другой полярной станции Чукотского моря, мыс Уэлен. Оценка изменений ТП в Чукотском море, вероятнее всего, является неточной.

### **Сезонное нарастание толщины припая**

Для анализа использовались ежедекадные данные за сезон: с осенних месяцев одного года, когда начинается процесс ледообразования, по весенние месяцы последующего года, когда развитие припая достигает своего ежегодного максимума. На рис. 3 представлен сезонный ход нарастания толщины льда. Ряды данных станций были осреднены по каждому отдельному морю за два периода. Очевидно, что

в течение 15-летнего периода с 2005 г. процесс нарастания толщины льда на всех станциях происходил гораздо медленнее, чем в предыдущий период наблюдений. Так, достижение толщины 100 см происходит на 1–2 декады позже, чем до 2004 г. На некоторых станциях (о. Белый, о. Известий) это происходит на 3–4 декады позднее.

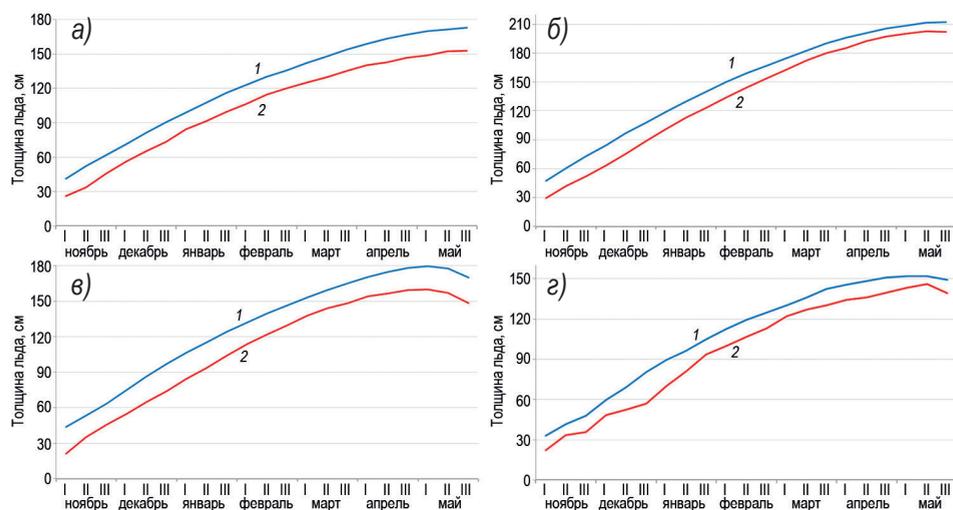


Рис. 3. Подекадное нарастание толщины льда, осредненное по станциям каждого моря за периоды: (1) начало наблюдений — 2004 г. и (2) 2005–2020 гг.: а) Карское море, б) море Лаптевых, в) Восточно-Сибирское море, з) Чукотское море

Fig. 3. Seasonal course of SIT development averaged over the periods (1) the beginning of observations — 2004 and (2) 2005–2020: а) Kara Sea, б) Laptev Sea, в) East-Siberian Sea, з) Chukchi Sea

Разница ТП на полярных станциях за каждую декаду в течение зимнего сезона между исследуемыми периодами представлена в табл. 3. Величина изменений в сезонном ходе различается по станциям: на одних диапазон значений невелик в течение всего периода нарастания (как на б. Тикси,  $-7-13$  см), на других наблюдается большой разброс значений за сезон (как на о. Котельный,  $-3-32$  см). Наибольшие изменения в среднем за сезон наблюдаются на о. Известий (среднесезонное значение  $-26$  см), на м. Биллингса ( $-26$  см) и Валькаркай ( $-23$  см). К сожалению, ряды данных станций м. Биллингса и Валькаркай, как уже отмечалось ранее, содержат большое количество пропусков с 1990-х гг., поэтому стоит учитывать, что значения осреднений могут быть неточными.

В целом все станции Карского моря демонстрируют медленное постепенное нарастание изменений с ноября к концу развития ледяного покрова и его толщины, т. е. к апрелю–маю. В среднем за сезон (ноябрь–май) ТП на станциях Карского моря сократилась на 15 %. В Восточно-Сибирском море также фиксируется уменьшение среднесезонной ТП на 15 %, при этом наблюдаются довольно крупные изменения на протяжении всего сезонного хода. На станциях моря Лаптевых наиболее значительные изменения с 2005 г. зафиксированы в начале процесса развития ледяного покрова. Эта особенность характерна для станций, расположенных на Новосибирских о-вах, но не для континентальной станции б. Тикси. Море Лаптевых демонстрирует наименьшее среди других морей сокращения среднесезонной ТП за последние годы ( $-9$  %). В соответствии с выполненным анализом имеющихся данных, на станциях

Таблица 3  
Table 3

Ежедекадные изменения средней толщины льда за 15 лет с 2005 г. по сравнению с предыдущим периодом наблюдений (см)  
Difference of mean SIT of each 10-day measurement between recent 2005–2020 period compared to the previous observational period (cm)

Месяц Декада	Ноябрь			Декабрь			Январь			Февраль			Март			Апрель			Май			Среднее за сезон
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	
о. Белый	0	-4	-6	-8	-13	-18	-19	-20	-19	-19	-17	-16	-17	-19	-18	-17	-16	-16	-16	-16	-16	-17
Диксон	-8	-11	-11	-9	-10	-9	-11	-11	-11	-10	-10	-10	-10	-11	-13	-16	-21	-18	-19	-19	-19	-21
о. Известий	-22	-22	-20	-19	-22	-23	-21	-23	-24	-24	-25	-25	-28	-29	-31	-29	-31	-33	-32	-30	-31	-26
м. Стерлигова	-23	-32	-28	-24	-24	-19	-14	-14	-13	-14	-13	-12	-15	-14	-13	-13	-15	-15	-17	-14	-15	-17
м. Челюскин	-25	-23	-16	-16	-13	-15	-10	-14	-15	-16	-14	-14	-16	-19	-19	-19	-19	-18	-17	-17	-17	-17
Карское море	-16	-18	-16	-15	-16	-17	-15	-16	-16	-17	-16	-15	-17	-18	-19	-20	-20	-20	-21	-19	-20	-18
б. Тисси	-9	-9	-8	-6	-8	-7	-7	-7	-7	-12	-13	-13	-10	-11	-12	-12	-11	-12	-10	-13	-12	-10
о. Котельный	-24	-26	-35	-31	-32	-28	-26	-24	-23	-21	-18	-15	-11	-8	-7	-7	-4	-4	-4	-3	-4	-17
пр. Санникова	-19	-20	-21	-24	-24	-23	-19	-18	-16	-14	-11	-10	-10	-8	-9	-13	-9	-8	-10	-10	-13	-15
Кглиях	-21	-18	-20	-23	-22	-20	-18	-17	-17	-17	-19	-17	-15	-13	-12	-10	-9	-9	-9	-8	-10	-15
Море Лаптевых	-18	-18	-21	-21	-22	-20	-18	-17	-17	-16	-15	-13	-12	-10	-10	-10	-9	-8	-9	-8	-10	-14
Амбарчик	-17	-17	-16	-18	-20	-14	-15	-13	-13	-12	-10	-8	-7	-7	-9	-9	-9	-8	-9	-10	-7	-12
Айон	-25	-25	-18	-20	-21	-21	-20	-19	-17	-15	-13	-13	-14	-11	-10	-10	-9	-9	-10	-13	-13	-16
Певек	-18	-15	-14	-14	-18	-20	-19	-19	-19	-18	-18	-19	-20	-21	-20	-19	-21	-21	-23	-21	-31	-19
Валькаркай	-23	-20	-27	-28	-27	-31	-31	-34	-24	-20	-18	-14	-14	-14	-19	-18	-21	-23	-24	-25	-20	-23
м. Биллингса	-29	-13	-16	-23	-22	-27	-24	-23	-26	-26	-25	-27	-22	-26	-28	-27	-30	-30	-33	-36	-37	-26
Вост.-Сиб. море	-22	-18	-18	-20	-22	-23	-22	-22	-20	-18	-17	-17	-15	-16	-17	-17	-18	-18	-20	-21	-22	-19
м. Ванкарем	-17	-13	-11	-12	-12	-13	-8	-5	-4	-2	-2	-1	-1	-4	-1	-1	-3	-4	-2	-2	-5	-6
м. Уэлен	-5	-36	-14	-10	-21	-34	-31	-27	-19	-24	-23	-22	-15	-15	-24	-21	-22	-19	-14	-10	-14	-20
Чукотское море	-11	-25	-12	-11	-17	-23	-19	-16	-11	-13	-13	-12	-8	-9	-12	-11	-12	-11	-8	-6	-10	-13
Среднее	-17	-20	-17	-17	-19	-21	-18	-18	-16	-16	-15	-14	-13	-13	-15	-14	-15	-14	-14	-14	-15	-16

Чукотского моря среднесезонное снижение ТП составило  $-12\%$ . Однако это значение может отличаться от реального, поскольку значительные пробелы в данных в течение всего сезона не позволяют корректно и точно оценить происходящие изменения, отображая лишь тенденцию.

В целом усредненный по всем станциям сезонный ход нарастания льда показывает более значительные изменения на начальном этапе, с ноября до конца января (16–21 см), затем интенсивность и величина изменений немного снижаются (13–15 см). Это связано со смещением сроков начала процессов ледообразования осенью на более поздние в арктических морях в последние годы [7, 27]. Ледообразование среди остаточных льдов обычно происходит гораздо более интенсивно. Однако в последние годы из-за активного процесса таяния и уменьшения площади распространения льда к окончанию лета ледообразование начинается преимущественно на чистой воде и развивается довольно медленно [28]. В среднем для всех рассматриваемых станций снижение среднесезонной ТП составляет  $12\%$ .

### Изменение приземной температуры воздуха

Поскольку формирование льда и нарастание его толщины тесно связаны с атмосферными процессами, температурой воздуха, данные тех же полярных станций были проанализированы для оценки общих тенденций и изменений, а также оценены изменения такого показателя, как сумма градусо-дней мороза (СГДМ). При поиске связи изменения СГДМ с циркуляцией атмосферы использовался индекс арктического колебания (АО, Arctic Oscillation) [29]. Индекс АО является одной из важных характеристик крупномасштабной циркуляции в арктическом регионе в зимний период. Положительная фаза индекса соответствует фазе преобладания пониженного давления над Арктикой, когда шторм-трек (jet stream) смещается на север, тем самым циклоны и переносимое ими тепло также затягиваются по высокоширотным траекториям далеко на север. При отрицательной фазе АО, наоборот, смещение происходит к югу, траектории циклонов становятся более низкоширотными. Коэффициент корреляции между СГДМ и фазами индекса АО составляет  $-0,39$  и является значимым при уровне  $0,01$ . Во временной изменчивости индекса атмосферной циркуляции АО выделяется несколько длительных периодов преобладания одной из фаз, т. е. преобладание какого-то одного типа циркуляции. Один из таких периодов преобладания положительной фазы АО начался в 2008 г. и продолжается в настоящее время. Это позволяет предположить, что процессы, наблюдающиеся с 2005 г., связаны не только с колебаниями индекса АО, но его положительная фаза во многом усиливает процессы климатических изменений, наблюдающиеся в Арктике и влияющие, в том числе, на толщину льда.

Изменения приземной температуры воздуха наблюдаются в течение всего годового цикла, однако проявляются с разной интенсивностью по морям и сезонам года. С 2005 г. наблюдается рост среднемесячной ПТВ на  $0,1-6,4\text{ }^{\circ}\text{C}$  по станциям, за исключением станции Ванкарем, где в январе наблюдается снижение ПТВ на  $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Значения изменений среднемесячной ПТВ по всем станциям и в среднем по морям между исследуемыми периодами приведены в табл. 4. Наибольший рост ПТВ с 2005 г. наблюдается на станциях Карского моря. Максимальное значение изменений среднемесячной температуры ( $6,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) зафиксировано на станции о. Известий в марте. Для всех станций Карского моря характерно наиболее сильное повышение температуры в зимне-весенние месяцы (январь–апрель, на  $2,9-6,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) и в осенний

период (октябрь–декабрь, на 1,4–5,3 °С). В морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском значительное повышение температуры на 1,4–6,1 °С наблюдается в осенние месяцы (октябрь–декабрь): разница с предыдущим периодом по станциям ВСМ в эти месяцы 3,3–6,1 °С, станции Чукотского моря показывают наибольшее увеличение в декабре 5,1–5,3 °С. Наименьшая разница с данными наблюдений до 2005 г. на всех станциях наблюдается в летние месяцы, особенно в июне и июле (0,1–1,7 °С), а также в январе в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском (от –0,3 до 2,9 °С). В целом осреднение по всем станциям демонстрирует наибольшие изменения в осенний период (октябрь–декабрь). Этот факт хорошо согласуется со смещением сроков начала ледообразования, более медленным процессом нарастания льда и более низкими значениями ТП.

Таблица 4

**Изменения среднемесячной ПТВ за 15 лет с 2005 г.  
по сравнению с предыдущим периодом наблюдений (°С)**

Table 4

**Monthly surface atmosphere temperature values of changes over the recent 15 years (°C)**

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Среднее
о. Белый	3,8	4,8	3,7	3,2	2,1	1,2	2,2	1,3	2,0	2,8	2,9	3,4	2,8
Диксон	3,9	2,9	3,9	3,8	1,9	1,6	2,1	1,2	2,1	2,7	1,4	2,4	2,5
о. Известий	6,3	5,9	6,4	5,4	3,5	1,0	1,4	2,9	3,0	5,0	5,3	3,4	4,1
м. Стерлигова	4,6	3,2	4,0	5,2	2,1	1,2	1,0	1,7	2,5	4,0	3,6	2,1	2,9
м. Челюскин	4,2	3,8	3,7	4,1	2,4	1,0	0,1	1,3	2,6	5,0	4,7	2,8	3,0
Карское море	4,6	4,1	4,3	4,3	2,4	1,2	1,3	1,7	2,4	3,9	3,6	3,6	2,8
б. Тикси	2,9	0,1	2,7	3,4	1,7	1,7	1,2	1,9	1,6	2,6	3,7	1,4	2,1
о. Котельный	2,4	2,2	2,6	4,1	2,1	1,3	1,0	2,1	2,7	4,2	4,4	2,3	2,6
пр. Санникова	2,6	1,9	2,4	3,7	2,3	0,5	0,3	1,8	2,7	5,0	5,0	2,8	2,7
Кигилях	2,0	1,5	2,3	3,1	2,1	1,1	0,8	2,2	2,4	4,4	5,1	2,6	2,5
Море Лаптевых	2,5	1,4	2,5	3,6	2,1	1,2	0,8	2,0	2,4	4,1	4,6	2,3	2,5
Амбарчик	1,1	0,8	2,7	2,8	1,9	1,3	1,4	2,0	2,1	3,3	5,1	2,9	2,3
Айон	0,9	2,3	2,5	2,9	1,5	1,1	1,6	2,0	2,8	4,9	5,7	4,6	2,7
Певек	0,5	1,7	2,3	2,1	1,7	1,2	1,4	1,9	2,6	4,8	6,1	4,2	2,6
Валькаркай	1,3	2,5	2,9	2,8	2,1	0,6	1,6	2,0	2,9	5,1	6,1	5,2	2,9
м. Биллингса	0,5	2,7	2,4	2,2	1,7	0,5	1,3	1,7	2,7	4,9	5,2	4,3	2,5
Вост.-Сиб. море	0,9	2,0	2,6	2,5	1,8	0,9	1,4	1,9	2,6	4,6	5,6	4,2	2,6
м. Ванкарем	–0,3	3,6	2,2	1,4	1,8	1,2	1,1	1,9	2,7	5,2	4,5	5,1	2,5
м. Уэлен	0,8	3,9	1,7	1,8	1,8	1,6	1,1	1,4	2,0	3,3	4,0	5,3	2,4
Чукотское море	0,2	3,0	2,0	1,6	1,8	1,4	1,1	1,7	2,3	4,2	4,2	5,2	2,4
Среднее	2,3	2,7	3,0	3,3	2,0	1,1	1,2	1,8	2,5	4,2	4,6	3,4	2,7

*Примечание.* Красным выделены наибольшие значения изменения температуры (свыше 5,0 °С); оранжевым крупные изменения (3,5–5,0 °С); голубым выделены наименьшие изменения (менее 1,5 °С).

*Note.* The largest values of temperature changes (over 5.0 °C) are highlighted in red; large changes (3.5–5.0 °C) are highlighted in orange; the smallest changes (less than 1.5 °C) are highlighted in blue.

### Типизация зим и сумма градусо-дней мороза

Такой показатель, как сумма градусо-дней мороза, хорошо подходит для совместной оценки изменений температуры воздуха и нарастания толщины льда. Зависимость толщины льда от СГДМ изучалась многими авторами и довольно хорошо известна [30–32]. Суровость зимнего периода является важным параметром для оценки климатических изменений, и СГДМ используется для определения критериев и интервалов для выделения типов зим в зависимости от их суровости. В соответствии с методологией, описанной в монографии [33], ряды данных каждой рассматриваемой полярной станции были проанализированы, по результатам рассчитаны критерии и интервалы, по которым определены типы зим для каждого года с начала наблюдений до 2020 г. (табл. 1). В пределах выделенных диапазонов СГДМ зимы классифицируются как суровые (С), умеренные (У) и мягкие (М). Средние значения СГДМ и повторяемость типов зимы для каждой станции содержатся в табл. 5.

Все станции демонстрируют снижение СГДМ с 2005 г. на 10–26 %. Наиболее значительное снижение наблюдается на станциях Карского моря 19 %, в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море уменьшение СГДМ составило 15 %, в Чукотском

Таблица 5

Средние значения СГДМ и повторяемость суровых (С), умеренных (У) и мягких (М) зим за исследуемые периоды времени

Table 5

Mean values of sum of the frost degree-days and the repeatability of severe (C), moderate (Y) and mild (M) winters for the time periods investigated

Полярная станция	СГДМ, С°		Повторяемость типов зим, %						Коэфф. корреляции СГДМ/средне-сезонная ТП	Коэфф. корреляции СГДМ/максимальная ТП
	до 2004	2005–2020	до 2004			2005–2020				
			С	У	М	С	У	М		
о. Белый	4084	3364	20	68	12	0	33	67	0,7	0,7
Диксон	4497	3778	20	67	13	0	47	53	0,8	0,8
о. Известий	4900	3626	44	52	4	0	27	73	0,7	0,6
м. Стерлигова	5255	4363	16	67	7	0	33	67	0,6	0,5
м. Челюскин	5445	4436	22	69	8	0	20	80	0,6	0,6
Карское море	4836	3913	24	67	9	0	32	68	0,5	0,4
б. Тикси	5342	4820	23	61	16	0	47	53	0,5	0,6
о. Котельный	5509	4732	25	71	4	0	20	80	0,4	0,3
пр. Санникова	5596	4812	25	68	6	0	7	93	0,5	0,3
Кигилях	5377	4510	26	70	5	0	0	100	0,4	0,3
Море Лаптевых	5468	4662	24	64	11	0	20	80	0,7	0,6
Амбарчик	5045	4452	21	69	10	0	25	75	0,5	0,5
Айон	4985	4272	23	71	6	0	20	80	0,4	0,3
Певек	4543	3748	25	59	16	0	40	60	0,4	0,4
Валькаркай	4714	3937	16	76	8	0	25	75	0,4	0,4
м. Биллингса	4775	4021	19	74	7	0	40	60	0,3	0,5
Вост.-Сиб. море	4812	4086	21	70	9	0	25	75	0,4	0,4
м. Ванкарем	4187	3509	20	71	9	0	40	60	0,3	0,4
м. Уэлен	3228	2700	11	75	14	0	50	50	0,4	0,4
Чукотское море	3708	3105	16	73	11	0	45	55	0,3	0,5
Среднее	4685	4030	24	70	6	0	0	100	0,6	0,8

море — 16 %. За период 2005–2020 гг. в среднем по всем станциям показатель СГДМ сократился на 14 %, максимальное падение зафиксировано на о. Известий (Карское море), наименьшее снижение в б. Тикси (море Лаптевых).

В период до 2005 г. суровые зимы наблюдались чаще, чем мягкие, эта особенность характерна практически для каждой станции. Самая низкая повторяемость суровых зим и самая высокая повторяемость мягких за этот период наблюдалась на станциях Чукотского моря, что указывает на его более мягкие условия по сравнению с другими морями. Преобладание повторяемости умеренных зим наблюдалось на всех станциях до 2005 г. За 15-летний период с 2005 г. ни на одной из станций не было отмечено зимы, которая соответствовала бы критериям суровой, при этом повторяемость умеренных зим уменьшилась, а частота мягких зим увеличилась на 36–95 % в зависимости от станции. Наблюдающееся в последнее время смягчение зимнего сезона можно объяснить преобладанием положительной фазы Арктического колебания АО и, соответственно, смещением атлантических циклонов по более высокоширотным траекториям с привносом тепла.

Снижение СГДМ оказывает значительное влияние как на максимальную толщину льда, так и на среднесезонную (осреднение за ноябрь–май). Соответствие изменений СГДМ максимальной и среднесезонной толщине льда показано на рис. 4.

Очевидно, что снижение СГДМ хорошо согласуется с изменениями среднесезонной и максимальной толщины льда на станциях. Наибольшая величина изменений всех трех характеристик отмечается на станции о. Известий. Изменения на станции о. Котельный выделяются значительным снижением СГДМ и среднесезонной толщины, но почти неизменной максимальной толщиной льда в ходе современного аномально теплого периода. По рис. 4 заметна некоторая несогласованность изучаемых параметров на станциях Валькаркай, м. Биллингса, Ванкарем, м. Уэлен. Возможные причины, связанные в большей степени с пропусками в рядах наблюдений, уже обсуждались ранее.

Для рядов данных по каждой станции был проведен корреляционный анализ как для максимальной, так и для среднесезонной толщины льда (табл. 5). Коэффициенты

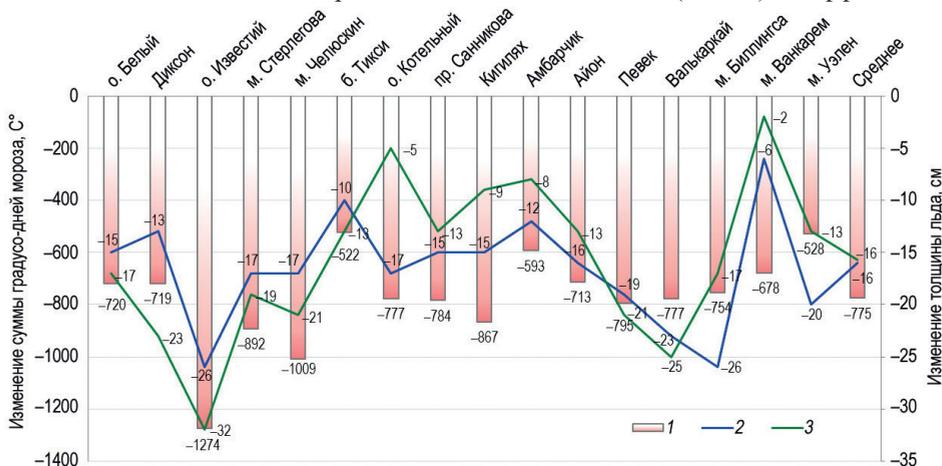


Рис. 4. Изменения СГДМ (1), среднесезонной, ноябрь–май (2), и максимальной (3) толщины льда по полярным станциям, наблюдающиеся с 2005 г.

Fig. 4. Changes of the SFDD (1), and the seasonal mean (November–May) sea ice thickness (2) annual maximum sea ice thickness (3) at the polar stations from 2005

статистически значимы на всех станциях. На станциях Чукотского моря отмечается более слабая связь со среднесезонной толщиной. Ранее в литературе отмечалось, что формирование ледяного покрова в арктических морях определяется либо термическими, либо термодинамическими факторами [34]. Вероятно, в Чукотском море, помимо температуры воздуха, важную роль играет океаническая циркуляция, что снижает корреляцию с температурой воздуха. Однако погрешность может также давать большое количество пропусков в ежегодных данных этих станций.

Примечательно, что среднесезонная толщина льда часто показывает лучшую корреляцию с СГДМ, чем максимальная толщина льда. Такой параметр, как максимальная толщина льда, широко используется в разнообразных гидрометеорологических исследованиях. Обычно максимальное значение толщины льда в годовом цикле фиксируется в апреле или мае, т. е. в конце периода развития припая. Однако дата, когда был достигнут максимум, и то, как быстро происходило нарастание толщины в ходе сезона, обычно не принимаются во внимание, в гидрометеорологическом анализе учитывается лишь само максимальное значение. Тем не менее снижение индекса СГДМ и сокращение продолжительности периода активного нарастания льда могут быть лучше отражены такой характеристикой, как среднесезонная толщина льда. Этот показатель представляется более информативным, поскольку он учитывает как максимальные значения сезонного хода, так и более медленное течение процесса ледообразования и нарастания, а также имеет хорошую корреляцию с СГДМ. Имеет смысл более тщательно рассмотреть согласованность этих параметров в дальнейших исследованиях.

На рис. 5 представлена межгодовая повторяемость суровых, умеренных и мягких зим и кривая многолетней изменчивости максимальной толщины льда (осреднение по всем станциям). Годы были типизированы по критериям, рассчитанным на основании осредненных по всем изучаемым станциям рядов СГДМ, начиная с сезона 1942/43 (с этого года наблюдения есть на всех станциях) по 2022-й. На графике хорошо проявляется окончание известного в литературе периода потепления Арктики 1930–1940-х гг. [9, 10, 36, 37] за счет повышенной повторяемости умеренных зим и более низких значений ТП вплоть до 1950-х гг. Период 1960–1980-х гг.

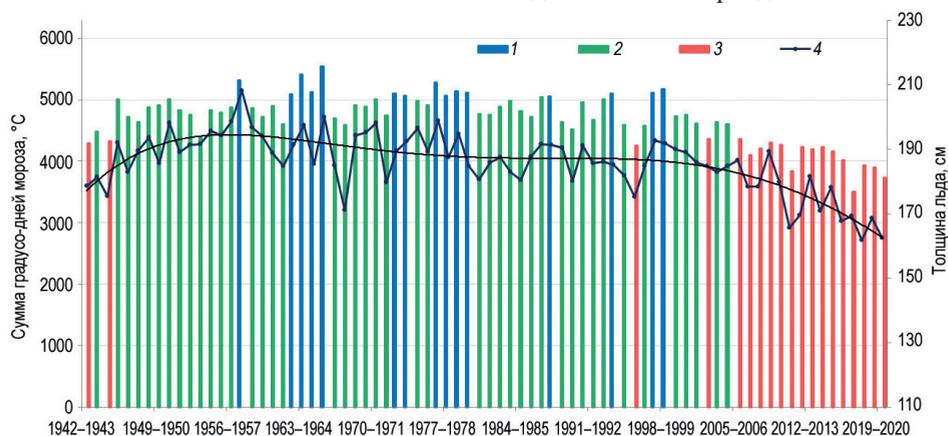


Рис. 5. Межгодовая изменчивость осредненной по всем полярным станциям СГДМ и максимальной толщины льда. Суровая зима (1), умеренная (2), мягкая (3) и максимальная толщина льда (4)  
 Fig. 5. Interannual variability of SFDD averaged by all polar stations and annual maximum sea ice thickness. Severe winter (1), moderate (2), mild (3) and maximum sea ice thickness (4)

выделяется высокой повторяемостью суровых зим и большой толщиной льда. С 1980-х наблюдается уменьшение повторяемости суровых зим, последний сезон, классифицированный по критериям как суровый, это 1998/99. Примечательно, что довольно продолжительный период, с 1944/1945 по 1995/1996 годы мягких зим не наблюдалось вовсе. Однако 15-летний период 2005–2020 гг. резко выделяется тем, что в нем присутствуют зимы, классифицируемые только как мягкие, и со значительным снижением максимальной толщины льда.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение толщины льда по данным полярных станций, разумеется, не может полноценно характеризовать динамику толщины арктического ледяного покрова, поскольку измерения проводятся на припайном, а не на дрейфующем льду (припайный лед всегда более толстый). Тем не менее длинный ряд наблюдений с достаточно точными контактными измерениями позволяет с высокой степенью надежности оценивать изменения толщины льда в современных климатических условиях.

Максимальная толщина льда (максимум, достигнутый за один зимний сезон) широко используется в различных исследованиях морского льда и других гидрометеорологических изысканиях. Межгодовая изменчивость максимальной толщины льда на станциях характеризуется значительным диапазоном колебаний (55–131 см) и хорошо выраженным отрицательным трендом. Толщина льда на момент максимального нарастания колеблется по станциям в пределах 135–221 см, самый толстый припай в рядах наблюдений выявлен на станциях моря Лаптевых. Абсолютные максимумы толщины припая (т. е. максимальное значение за всю историю наблюдений на конкретной станции) на всех станциях были зафиксированы в период до 2005 г., а все абсолютные минимумы — после 2005 г. В среднем толщина припая на момент максимального нарастания по станциям Арктики сократилась на 8 % по сравнению с предыдущим периодом. Наибольшее уменьшение характерно для станций Карского моря, –13 %. Для станций Восточно-Сибирского моря уменьшение составило –9 % и –5 % в морях Лаптевых и Чукотском.

Анализ сезонного хода развития ледяного покрова по ежедекадным измерениям выявил значительно более медленное нарастание толщины льда на всех станциях за 15-летний период с 2005 г. Ледообразование начинается позже, а сроки перехода между возрастными градациями сместились на 1–2 декады на более поздний срок (в некоторых случаях даже на 3–4 декады, как на о. Белый и о. Известий). Средняя за сезон (за ноябрь–май) толщина припая по всем станциям сократилась на 12 %. Наибольшее сокращение наблюдается на станциях Карского и Восточно-Сибирского моря — 15 %, уменьшение на станциях Чукотского моря составляет –12 %, а море Лаптевых демонстрирует наименьшее сокращение среднесезонной толщины льда за последние годы, –9 %.

Поскольку изменения толщины припая в первую очередь связаны с процессами, происходящими в атмосфере, были проанализированы изменения температуры воздуха на тех же станциях. Выявлено, что с 2005 г. среднемесячная ПТВ увеличилась в среднем на 2,7 °С. Наибольший рост ПТВ наблюдается на станциях Карского моря, для которого характерен значительный рост ПТВ в зимне-весенние (январь–апрель) и осенние месяцы (2,9–6,4 °С). В целом во всех морях наиболее значительное повышение температуры наблюдается в осенние месяцы (октябрь–декабрь), а наименьшее в летние месяцы (июнь–июль), а также в январе (кроме Карского). Факт значительных изменений ПТВ

в осенний период хорошо согласуется со смещением сроков начала ледообразования, медленным нарастанием льда и более низкими значениями ТП к концу сезона.

Это подтверждает и изменение показателя СГДМ, который за период 2005–2020 гг. в среднем по всем станциям сократился на 14 %. До 2005 г. на всех станциях преобладали умеренные зимы, наблюдались суровые и мягкие. С 2005 г. повторяемость мягких зим увеличилась на 36–95 %, и ни на одной из станций не было отмечено зимы, которая соответствовала бы критериям суровой. А при аналогичном анализе с осреднением СГДМ всех станций с 1942/43 г. выявлено, что 15-летний период 2005–2020 гг. резко выделяется наличием зим, классифицируемых только как мягкие, и, как следствие, значительным снижением толщины льда. Изменения и максимальной, и среднесезонной (ноябрь–май) толщины льда хорошо согласуются со снижением СГДМ, коэффициенты корреляции статистически значимы на всех станциях. В некоторых случаях среднесезонное значение толщины льда показывает лучшую корреляцию с СГДМ, чем максимальная толщина припая, вероятно, по причине того, что в этом параметре уже частично отражаются сезонные особенности, он более чувствителен к накоплению СГДМ. В заключение следует отметить, что исследуемый 15-летний период (2005–2020 гг.) отличается самыми мягкими условиями за всю историю наблюдений на полярных станциях российских арктических морей.

**Конфликт интересов.** Конфликт интересов отсутствует.

**Финансирование.** Исследование выполнено в рамках программы ЦНТП № 5.1.2. Развитие существующих и разработка новых методов и технологий долгосрочного (месячного и сезонного) прогнозирования элементов ледово-гидрологического режима арктических морей, низовьев и устьевых областей рек в условиях климатических изменений.

**Благодарности.** Авторы признательны заведующему отделом ледового режима и прогнозов Е.У. Миронову за помощь при подготовке статьи.

**Competing interests.** The authors have no competing interests.

**Funding.** The work was carried out within the framework of section 5.1.2 Development of existing and new methods and technologies for long-term (monthly and seasonal) forecasting of the ice-hydrological regime elements of the Arctic seas, down the rivers and estuaries in the climate change conditions.

**Acknowledgments.** The authors are grateful to E.U. Mironov, Head of the Department of Ice Regime and Forecasts, for help in preparing the article.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Comiso J.J.* Large decadal decline of the arctic multiyear ice cover // *J. Clim.* 2012. V. 25. P. 1176–1193.
2. *Petty A.A., Stroeve J.C., Holland P.R., Boisvert L.N., Bliss A.C., Kimura N., Meier W.N.* The Arctic sea ice cover 2016: a year of record-low highs and higher-than-expected lows // *The Cryosphere.* 2018. V. 12 (2). P. 433–453. <http://doi.org/10.5194/tc-12-433-2018>.
3. *Stroeve J.C., Serreze M.C., Holland M.M., Kay J.E., Malanik J., Barrett A.P.* The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis // *Climate Change.* 2012. V. 110. P. 1005–1027. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0101-1>.
4. *Serreze M.C., Stroeve J., Barrett A.P., Boisvert L.N.* Summer atmospheric circulation anomalies over the Arctic Ocean and their influences on September sea ice extent: A cautionary tale // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2016. V. 121. P. 11463–11485. <https://doi.org/10.1002/2016JD025161>.

5. *Stroeve J.C., Markus T., Boisvert L., Miller J., Barrett A.* Changes in Arctic melt season and implications for sea ice loss // *Geophys. Res. Lett.* V. 41 (4). P. 1216–1225. <http://doi.org/10.1002/2013GL058951>.
6. *Serreze M.C., Holland M.M., Stroeve J.* Perspectives on the Arctic's shrinking sea-ice cover // *Science.* 2007. V. 315. P. 1533–1536. <https://doi.org/10.1126/science.1139426>.
7. *Егоров А.Г., Павлова Е.А.* Изменение сроков устойчивого ледообразования в восточных арктических морях России в начале XXI в. // *Проблемы Арктики и Антарктики.* 2019. Т. 6 (4). С. 389–404. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-4-389-404>.
8. *Юлин А.В., Тимофеева А.Б., Павлова Е.А., Шаратунова М.В., Хотченков С.В.* Межгодовая и сезонная изменчивость ледовитости российских арктических море в современном климатическом периоде // *Труды ГОИН.* 2019. № 220. С. 44–60.
9. *Frolov I., Gudkovich Z., Karklin V., Kovalev E., Smolyanitsky V.* Climate change in Eurasian Arctic shelf seas. *Centennial Ice Cover Observations.* Chichester, UK: Praxis Publishing Ltd., 2009. 164 p.
10. *Иванов В.В., Алексеенков Г.А., Коржииков А.Я.* О совершенствовании макроциркуляционного метода долгосрочного метеорологического прогноза в Карском море // *Гидрометеорологические исследования и прогнозы (Труды Гидрометцентра России).* 2018. № 4 (370). С. 105–121.
11. *Алексеев Г.В., Радионов В.Ф., Александров Е.И., Иванов Н.Е., Харланенкова Н.Е.* Изменение климата Арктики при глобальном потеплении // *Проблемы Арктики и Антарктики.* 2015. № 1 (103). С. 32–42.
12. *Ашик И.М., Иванов В.В., Кассенс Х., Махотин М.С., Поляков И.В.* Основные результаты океанологических исследований Северного Ледовитого океана в последнее десятилетие // *Проблемы Арктики и Антарктики.* 2015. № 1 (103). С. 42–56.
13. *Timofeeva A., Sharatunova M, Pavlova E., Sheveleva T., Yulin A.* General tendencies of the ice extent changes in the Russian Arctic seas // *Proceedings of the 26th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC-2021),* June 14–18, 2021, Moscow, Russia. URL: <https://www.poac.com/Proceedings/2021/POAC21-078.pdf> (дата обращения: 01.09.2023).
14. *Rothrock D.A., Yu Y., Mayakut G.A.* Thinning of Arctic Sea ice cover // *Geophys. Res. Lett.* 1999. V. 26. P. 3469–3472.
15. *Rothrock D., Zhang J., Yu Y.* The Arctic ice thickness anomaly of the 1990s: a consistent view from observations and models // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108 (C3). Paper 3083. doi: 10.1029/2001JC001208.
16. *Haas C.* Late-summer sea ice thickness variability in the Arctic Transpolar Drift 1991–2001 derived from ground-based electromagnetic sounding // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L09402. doi: 10.1029/2003GL019394.
17. *Haas C., Howell S.E.L.* Ice thickness in the Northwest Passage // *Geophys. Res. Lett.* 2015. V. 42. 10.1002/2015GL065704. <https://doi.org/10.1002/2015GL065704>
18. *Kwok R., Untersteiner N.* The thinning of Arctic sea ice // *Phys. Today.* 2011. V. 64. P. 36–41. doi: 10.1063/1.3580491.
19. *Ricker R., Hendricks S., Girard-Ardhuin F., Kaleschke L., Lique C., Tian-Kunze X., Nicolaus M., Krumpfen T.* Satellite observed drop of Arctic sea ice growth in winter 2015–2015 // *Geophys. Res. Lett.* 2017. V. 44. P. 3236–3245. <https://doi.org/10.1002/2016GL072244>.
20. *Ricker R., Hendricks S., Kaleschke L., Tian-Kunze X., King J., Haas C.* A weekly Arctic sea-ice thickness data record from merged CryoSat-2 and SMOS satellite data // *The Cryosphere.* 2017. V. 11. P. 1607–1623. <https://doi.org/10.5194/tc-11-1607-2017>.
21. *Stroeve J.C., Schroeder D., Tsamados M., Feltham D.* Warm winter, thin ice? // *The Cryosphere.* 2018. V. 12. P. 1791–1809. <https://doi.org/10.5194/tc-12-1791-2018>.
22. *Егоров А.Г.* Изменение возрастного состава и толщины зимнего ледяного покрова арктических морей России в начале XXI в. // *Проблемы Арктики и Антарктики.* 2020. Т. 66 (2). С. 124–143. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-2-124-143>.

23. *Смоляницкий В.М., Торяков А.Б., Фильчук К.В., Фролов И.Е.* Сравнительный анализ прямых измерений толщин льда и высот снега, наблюдений Cryosat-2 и численных оценок системы PIOMAS // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66 (3). С. 337–348. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-337-348>.
24. *Карелин И.Д., Карклин В.П.* Припай и заприпайные полыньи арктических морей сибирского шельфа в конце XX — начале XXI века. СПб.: ААНИИ, 2012. 180 с.
25. *Карклин В.П., Карелин И.Д., Юлин А.В., Иванов Н.Е., Усольцева Е.А.* Особенности формирования припая в море Лаптевых // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 3 (97). С. 5–14.
26. *РД 52.10.842-2017* Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9. Гидрометеорологические наблюдения на морских станциях и постах. Ч. I. Гидрологические наблюдения на береговых станциях и постах. М.: ООО «Издание ИТРК», 2017. 375 с.
27. *Карклин В.П., Хотченков С.В., Юлин А.В., Смоляницкий В.М.* Формирование возрастного состава льда в юго-западной части Карского моря в осенне-зимний период // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 3 (113). С. 16–26. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2017-0-3-16-26>.
28. *Моря российской Арктики в современных климатических условиях / Под ред. канд. геогр. наук И.М. Ашика.* СПб.: ААНИИ, 2021. 360 с.
29. National Oceanic and Atmospheric Administration, Daily archive of Arctic Oscillation Index. URL: <https://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/cwlinks%20/> (дата обращения: 27.10.2022).
30. *Зубов Н.Н.* О льдах Арктики и Антарктики. М.: МГУ, 1956. 60 с.
31. *Доронин Ю.П.* К вопросу о нарастании морского льда // Проблемы Арктики и Антарктики. 1959. № 1. С. 73–79.
32. *Тимофеева А.Б., Шаратунова М.В.* Многолетняя изменчивость толщины припая в море Лаптевых по данным полярных станций // Российская Арктика. 2021. № 12. С. 62–76. doi: 10.24412/2658-4255-2021-1-62-76.
33. *Думанская И.О.* Ледовые условия морей азиатской части России. Обнинск: ИГ-СОЦИН, 2017. 640 с.
34. *Polyakov I.V., Alekseev G.V., Bekryaev R.V., Bhatt U.S., Colony R., Johnson M.A., Karklin V.P., Walsh D., Yulin A.V.* Long-term ice variability in Arctic marginal seas // Journal of Climate. 2003. V. 16. № 12. P. 2078–2085. doi: 10.1175/1520-0442(2003)016<2078:LIVIAM>2.0.CO;2.
35. *Гирс А.А.* Основы долгосрочных прогнозов погоды. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 560 с.
36. *Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В.* Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследования Земли из космоса. 2013. № 4. С. 50–65. doi: 10.7868/S0205961413040076.

## REFERENCES

1. *Comiso J.J.* Large decadal decline of the arctic multiyear ice cover. J. Clim. 2012, 25: 1176–1193.
2. *Petty A.A., Stroeve J.C., Holland P.R., Boisvert L.N., Bliss A.C., Kimura N., Meier W.N.* The Arctic sea ice cover 2016: a year of record-low highs and higher-than-expected lows. The Cryosphere. 2018, 12 (2): 433–453. <http://doi.org/10.5194/tc-12-433-2018>.
3. *Stroeve J.C., Serreze M.C., Holland M.M., Kay J.E., Malanik J., Barrett A.P.* The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis. Climate Change. 2012, 110: 1005–1027. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0101-1>.
4. *Serreze M.C., Stroeve J., Barrett A.P., Boisvert L.N.* Summer atmospheric circulation anomalies over the Arctic Ocean and their influences on September sea ice extent: A cautionary tale. J. Geophys. Res.: Atmos. 2016, 121: 11463–11485. <https://doi.org/10.1002/2016JD025161>.

5. *Stroeve J.C., Markus T., Boisvert L., Miller J., Barrett A.* Changes in Arctic melt season and implications for sea ice loss. *Geophys. Res. Lett.* 2014, 41 (4): 1216–1225. <http://doi.org/10.1002/2013GL058951>.
6. *Serreze M.C., Holland M.M., Stroeve J.* Perspectives on the Arctic’s shrinking sea-ice cover. *Science.* 2007, 315: 1533–1536. <https://doi.org/10.1126/science.1139426>.
7. *Egorov A.G., Pavlova E.A.* Change in the time of stable ice formation in the Russian Eastern Arctic seas at the beginning of 21st century. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (4):389–404. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-4-389-404>.
8. *Yulin A.V., Timofeeva A.B., Pavlova E.A., Sharatunova M.V., Hotchenkov S.V.* Interannual and seasonal changes the ice cover in the Russian Arctic seas in the modern climatic period. *Trudy GOIN.* GOIN Proceedings. 2019, 220: 44–60. [In Russian].
9. *Frolov I., Gudkovich Z., Karklin V., Kovalev E., Smolyanitsky V.* Climate change in Eurasian Arctic Shelf Seas. Centennial ice cover observations. Chichester, UK: Praxis Publishing Ltd., 2009: 164 p.
10. *Ivanov V.V., Alekseyev G.A., Korzhikov A.Ya.* On improvement of the microcirculation method for long-range weather forecasting in the Kara Sea Hydrometeorological research and Forecasts. *Trudy Hydrometcentra Rossii.* HydrometeoCenter Proceed. 2018, 4 (370): 105–121. [In Russian].
11. *Alekseev G.V., Radionov V.F., Alexandrov E.I., Ivanov N.E., Kharlanenkova N.E.* Climate change in the Arctic under global warming. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2015, 1 (103): 32–42. [In Russian].
12. *Ashik I.M., Ivanov V.V., Kassens H., Makhotin M.S., Polyakov I.V.* General results of Arctic Ocean oceanological studies in the last decade. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2015, 1 (103): 42–56. [In Russian].
13. *Timofeeva A., Sharatunova M, Pavlova E., Sheveleva T., Yulin A.* General tendencies of the ice extent changes in the Russian Arctic seas. Proceedings of the 26th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC-2021), June 14–18, 2021, Moscow, Russia. Available at: <https://www.poac.com/Proceedings/2021/POAC21-078.pdf> (accessed 01.09.2023).
14. *Rothrock D.A., Yu Y., Maykut G.A.* Thinning of Arctic sea ice cover. *Geophys. Res. Lett.* 1999, 26: 3469–3472.
15. *Rothrock D., Zhang J., Yu Y.* The Arctic ice thickness anomaly of the 1990s: a consistent view from observations and models. *J. Geophys. Res.* 2003, 108 (C3): 3083. doi: 10.1029/2001JC001208.
16. *Haas C.* Late-Summer sea ice thickness variability in the Arctic Transpolar Drift 1991–2001 derived from ground-based electromagnetic sounding. *Geophys. Res. Lett.* 2004, 31: L09402. doi: 10.1029/2003GL019394.
17. *Haas C., Howell S.E.L.* Ice thickness in the Northwest Passage. *Geophys. Res. Lett.* 2015, 42: 10.1002/2015GL065704. <https://doi.org/10.1002/2015GL065704>
18. *Kwok R., Untersteiner N.* The thinning of Arctic sea ice. *Phys. Today.* 2011, 64: 36–41. doi: 10.1063/1.3580491.
19. *Ricker R., Hendricks S., Girard-Ardhuin F., Kaleschke L., Lique C., Tian-Kunze X., Nicolaus M., Krumpfen T.* Satellite observed drop of Arctic sea ice growth in winter 2015–2015. *Geophys. Res. Lett.* 2017, 44: 3236–3245. <https://doi.org/10.1002/2016GL072244>.
20. *Ricker R., Hendricks S., Kaleschke L., Tian-Kunze X., King J., Haas C.* A weekly Arctic sea-ice thickness data record from merged CryoSat-2 and SMOS satellite data. *The Cryosphere.* 2017, 12: 1791–1809. <https://doi.org/10.5194/tc-11-1607-2017>.
21. *Stroeve J.C., Schroeder D., Tsamados M., Feltham D.* Warm winter, thin ice? *The Cryosphere.* 2018, 12: 1791–1809. <https://doi.org/10.5194/tc-12-1791-2018>.
22. *Egorov A.G.* The Russian Arctic seas ice age composition and thickness variation in winter periods at the beginning of the 21st century. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (2):124–143. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-2-124-143>.

23. Smolyanitsky V.M., Turyakov A.B., Filchuk K.V., Frolov I.E. Comparison of direct measurements of sea ice thickness and snow height, CryoSat-2 observations and PIOMAS numerical estimates. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (3): 337–348. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-337-348>.
24. Karelin I.D., Karklin V.P. Pripaj i zapripajnye polyn'i arkticheskikh morej sibirskogo shel'fa v konce XX — nachale XXI veka. Landfast ice and flaw polynyas of the Arctic seas of Siberian offshore in late XX — early XXI century. St. Petersburg: AARI, 2012: 180 p. [In Russian].
25. Karklin V.P., Karelin I.D., Yulin A.V., Ivanov N.E., Usoltseva E.A. Landfast ice formation features in the Laptev Sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2013, 3 (97): 5–14. [In Russian].
26. RD 52.10.842-2017 *Nastavleniya gidrometeorologicheskim stanciyam i postam*. Vyp. 9. *Gidrometeorologicheskie nablyudeniya na morskikh stanciyah i postah*. CH. I. *Gidrologicheskie nablyudeniya na beregovykh stanciyah i postah*. Manual for hydrometeorological stations and posts. Issue 9. Hydrometeorological observations at sea stations and posts. Part I. Hydrological observations at coastal stations and posts. Moscow: OOO “Izdanie ITRK”, 2017: 375 p. [In Russian].
27. Karklin V.P., Hotchenkov S.V., Yulin A.V., Smolyanitsky V.M. Formation of the stages of sea ice development composition in the south-western part of the Kara sea during autumn-winter season. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2017, 3 (113): 16–26. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2017-0-3-16-26>.
28. *Moria Rossiiskoi Arktiki v sovremennykh klimaticheskikh usloviyakh*. Russian Arctic Seas the in modern climatic conditions. Ed. I.M. Ashik. St. Petersburg: AARI, 2021: 360 p. [In Russian].
29. National Oceanic and Atmospheric Administration, Daily archive of Arctic Oscillation Index. Available at: <https://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/cwlinks%20/> (accessed: 27.10.2022).
30. Zubov N.N. *O l'dakh Arktiki i Antarktiki*. Concerning the ice of the Arctic and Antarctic. Moscow: Moscow State University, 1956: 60 p. [In Russian].
31. Doronin Yu. P. Concerning the issue of sea ice development. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 1959, 1: 73–79. [In Russian].
32. Timofeeva A.B., Sharatunova M.V. Multiyear variability of the fast ice thickness in the Laptev Sea according to the polar stations data. *Russian Arctic*. 2021, 12: 62–76. [In Russian]. doi: 10.24412/2658-4255-2021-1-62-76.
33. Dumanskaya I.O. *Ledovye usloviya morej aziatskoj chasti Rossii*. Ice conditions of the seas of the Asian part of Russia. Moscow: IG–SOCIN, 2017: 640 p. [In Russian].
34. Polyakov I.V., Alekseev G.V., Bekryaev R.V., Bhatt U.S., Colony R., Johnson M.A., Karklin V.P., Walsh D., Yulin A.V. Long-term ice variability in Arctic marginal seas. *Journal of Climate*. 2003, 16 (12): 2078–2085. doi: 10.1175/1520-0442(2003)016<2078:LIVIAM>2.0.CO;2.
35. Girs A.A. *Osnovy dolgosrochnykh prognozov pogody*. Fundamentals of long-term weather forecasts. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1960: 560 p. [In Russian].
36. Ivanov V.V., Alexeev V.A., Alekseeva T.A., Koldunov N.V., Repina I.A., Smirnov A.V. Does Arctic ocean ice cover become seasonal? *Issledovanie Zemli iz Kosmosa*. Earth Observation and Remote Sensing. 2013, 4: 50–65. [In Russian]. doi: 10.7868/S0205961413040076.

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-331-342>  
УДК 551.326 12 (268.52)



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

## Возрастной состав льдов в юго-западной части Чукотского моря в осенне-зимний период

Т.В. Шевелева\*, А.В. Юлин

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

\*sheveleva@aaari.ru

### Резюме

Возрастной состав является основной характеристикой ледяного покрова арктических морей в осенне-зимний период. В статье представлены результаты исследования сезонного хода и межгодовых изменений возрастного состава льдов в юго-западной части Чукотского моря с октября по май за ряд наблюдений 1997–2022 гг. Полученные результаты позволили выявить закономерности накопления и изменения льдов различного возраста.

В развитии ледяного покрова в юго-западной части Чукотского моря наблюдается хорошо выраженный сезонный ход. От начала ледообразования и до середины декабря преобладают молодые льды (10–30 см). С начала января преобладают однолетние тонкие льды (30–70 см). С февраля начинают преобладать однолетние средние льды (70–120 см). В конце периода нарастания ледяного покрова, который приходится на середину мая, преобладают однолетние средние и толстые льды (более 120 см). Их общее количество составляет 71 % от всего состава льдов. Количественные изменения льдов разного возраста на акватории моря позволяют определить средние даты переходов типов сложности ледовых условий от легкого до тяжелого. В среднем переход от легкого типа к среднему происходит в первой декаде февраля, а от среднего к тяжелому — во второй декаде апреля. Анализ межгодовых изменений возрастного состава за 25-летний период наблюдений позволил установить тенденцию к замещению старых и однолетних толстых льдов более тонкими однолетними средними и молодыми.

Ранее подобные исследования по юго-западной части Чукотского моря не проводились. Полученные результаты позволяют восполнить знания о развитии ледяного покрова в осенне-зимний период, а также использовать их при разработке методов ледовых прогнозов для судоходства.

**Ключевые слова:** возраст льда, дрейфующий лед, ледяной покров, припай, юго-западная часть Чукотского моря.

**Для цитирования:** Шевелева Т.В., Юлин А.В. Возрастной состав льдов в юго-западной части Чукотского моря в осенне-зимний период // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 3. С. 331–342. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-331-342>.

Поступила 19.05.2023

После переработки 11.07.2023

Принята 02.09.2023

## Age composition of the sea ice in southwestern part of the Chukchi Sea in the autumn-winter period

Tatyana V. Sheveleva\*, Alexander V. Yulin

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

\*sheveleva@aari.ru

### Summary

Age composition is the main characteristic of the ice cover of the Arctic seas in the autumn-winter period. The article presents the results of a study of the seasonal course and interannual changes in the age composition of ice in the southwestern part of the Chukchi Sea in the autumn-winter period for a number of years 1997–2022. The results obtained made it possible to reveal patterns of accumulation and change of ice of various ages.

A well-pronounced seasonal course is observed in the development of the ice cover in the southwestern part of the Chukchi Sea. From the beginning of ice formation to mid-December, young ice (10–30 cm) predominates. From the beginning of January, one-year thin ice (30–70 cm) prevails. From February, first-year average ice (70–120 cm) begins to prevail. At the end of the period of ice cover growth, which occurs in mid-May, one-year medium and thick ice (more than 120 cm) predominate. Their total amount is 71 % of the total ice composition.

Quantitative changes in ice of different ages in the sea waters allow us to determine the average dates of transitions of types of complexity of ice conditions from light to severe. On average, the transition from mild to medium occurs in the first decade of February, and from medium to severe in the second decade of April.

An analysis of interannual changes in the age composition of ice over a 25-year observation period made it possible to establish a trend towards the replacement of old and thick ice by thinner one-year average and young ice.

Previously, similar studies in the southwestern part of the Chukchi Sea were not carried out. The results obtained make it possible to acquire knowledge about the development of ice cover in winter and use it in the development of methods for ice forecasts for shipping.

**Keywords:** drifting ice, fast ice, ice age, ice cover, southwestern part of the Chukchi Sea.

**For citation:** Sheveleva T.V., Yulin A.V. Age composition of the sea ice in southwestern part of the Chukchi sea in the autumn-winter period. Arctic and Antarctic Research. 2023, 69 (3): 331–342. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-331-342>.

Received 19.05.2023

Revised 11.07.2023

Accepted 02.09.2023

### ВВЕДЕНИЕ

Чукотское море является самым восточным из российских арктических морей. Природные условия в нем достаточно суровы. Ледовый режим Чукотского моря формируется под влиянием, с одной стороны, Арктического бассейна, с которым море имеет открытую границу, с другой стороны, адвекцией сравнительно теплых берингоморских вод, поступающих через Берингов пролив. Большую часть года температуры воздуха над ним отрицательны. Зимой (с октября по май) море полностью покрыто дрейфующими и припайными льдами. Летом (с июня по сентябрь) происходит частичное очищение акватории моря. Географическое положение моря определяет его важное транспортное значение. Через юго-западную часть моря проходит трасса Северного морского пути (СМП).

В настоящее время существенно возросли объемы перевозок грузов по СМП. В 2022 г. было перевезено более 34 млн тонн, а в 2024 г. планируется увеличить объем до 80 млн тонн. В связи с этим начиная с 2024 г. планируется переход к круглогодич-

ной навигации по всей трассе СМП. В летний период возможности плавания судов изучены достаточно хорошо, однако для осенне-зимнего периода года наблюдается недостаточная изученность данной области. Эффективное и безопасное плавание по трассе СМП осенью и зимой невозможно без знания основных закономерностей формирования ледяного покрова. Пренебрежение информационным сопровождением морских операций и особенностями ледового режима арктических морей привели к ледовому плену более 20 транспортных судов на трассе СМП в осенний период 2021 г. [1]. В связи с этим изучение осенне-зимних ледовых условий арктических морей становится чрезвычайно важной научной и прикладной задачей.

Возрастной состав (толщина) льдов является одним из главных факторов, оказывающих прямое влияние на судоходство в арктических морях. Нарастание толщины и изменение количества льдов разного возраста с октября по май, а также их неравномерное распределение по акватории определяют сложность ледовых условий в море. Изучение закономерностей сезонных и межгодовых изменений возраста ледяного покрова позволяет правильно оценивать и прогнозировать текущую ситуацию и давать рекомендации по плаванию.

В последние годы, в связи с возникшими потребностями обеспечения зимних навигаций, начали появляться исследования по отдельным характеристикам ледового режима. Опубликованные работы по данной проблеме в большей степени были связаны с морями западного сектора Арктики. В настоящее время более детально проанализирован режим ледообразования [2, 3] и изменения возрастного состава льдов в Баренцевом и Карском морях [4–7]. Согласно этим исследованиям, происходящие климатические изменения в Арктике существенно повлияли на ледообразование, нарастание и разрушение льдов в морях.

Период активного летнего судоходства значительно расширился за счет более раннего начала таяния весной и более позднего ледообразования осенью. Изменился зимний ледовый режим морей. Позднее ледообразование и теплые зимы влияют на нарастание толщины льда, наблюдается замещение старых льдов на однолетние. В связи с этим более детальное изучение ледовых условий осенне-зимнего периода с учетом региональных особенностей российских арктических морей по-прежнему остается важной и востребованной задачей.

В настоящей работе представлены результаты анализа сезонных и межгодовых изменений возрастного состава ледяного покрова в юго-западной части Чукотского моря как района, значимого для хозяйственно-экономической деятельности. Подобного рода исследования по этому району проводятся впервые.

### **ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ**

Анализ сезонных и межгодовых изменений возрастного состава льдов в юго-западной части Чукотского моря выполнен с использованием электронного архива региональных ледовых карт Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) за период 1997–2022 гг. [8]. Основой архива являются данные спутниковых наблюдений, которые стали регулярными с конца 70-х гг. прошлого столетия.

Методика обработки спутниковых снимков включает в себя прием, обработку и дешифрацию изображений, построение детализированных карт ледовой обстановки, оцифровку данных и их накопление в формате SIGRID-3. Использование пакета программ ArcGis и Python позволило сформировать и обработать данные по

возрастному составу дрейфующего и припайного льдов за каждую декаду месяца с осени 1997 г. и по настоящее время [9].

Сформированный электронный архив данных дает возможность рассчитывать площадь и количество дрейфующего и припайного льда различного возраста, проводить сравнительный анализ их сезонных и межгодовых изменений. Благодаря этому архиву впервые появилась возможность оценить возрастной состав льдов в юго-западной части Чукотского моря в осенне-зимний период.

В настоящее время нет надежных методов, позволяющих достаточно точно оценить толщину ледяного покрова с помощью дистанционных авиационных и спутниковых средств наблюдений, хотя исследования и разработки в этом направлении ведутся давно [10, 11].

В связи со сложностью определения толщины льда по спутниковым данным с большой точностью в настоящее время используют интервальные оценки толщины. Согласно «Международной номенклатуре по морскому льду» и «Атласу ледяных образований», возрастной состав связан со следующими градациями толщины [12, 13]:

- начальные виды льда (нилас, склянка) — до 10 см;
- молодые льды (серый, серо-белый) — 10–30 см;
- однолетний тонкий лед (тонкий) — 30–70 см;

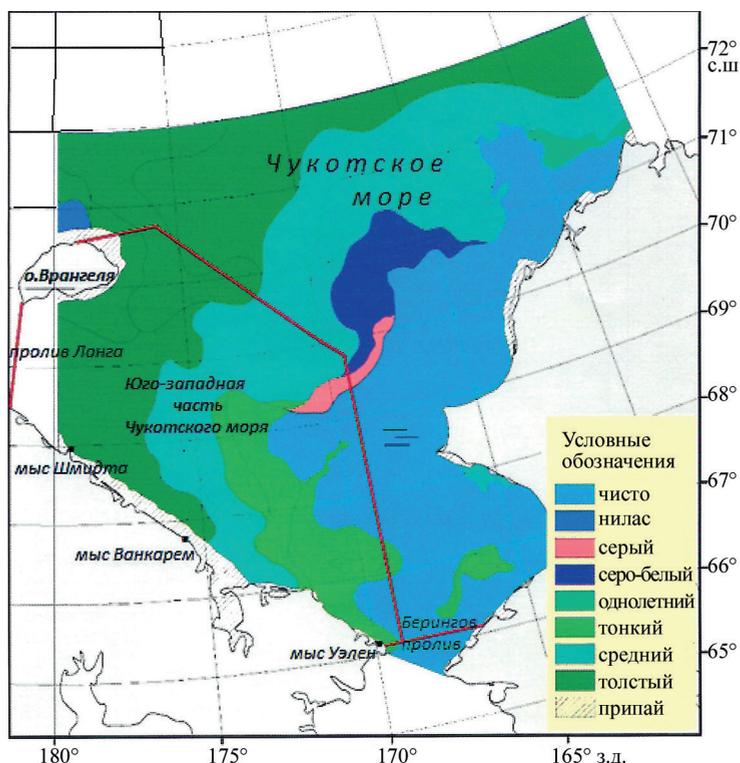


Рис. 1. Среднее положение границ дрейфующего льда и припая в юго-западной части Чукотского моря в период его максимального нарастания в мае

Fig. 1. The average position of drift ice and of fast ice boundaries in the southwestern part of the Chukchi Sea during its maximum increase in May

- однолетний средний лед (средний) — 70–120 см;
- однолетний толстый лед (толстый) — более 120 см;
- старый лед (двухлетний, многолетний) — более 200 см.

В осенне-зимний период года ледяной покров юго-западной части Чукотского моря представлен дрейфующими льдами различного возраста (90 %), припаем (4,5 %) и заприпайными польнями (5,5 %). Средняя толщина ровных дрейфующих льдов в море на период максимального нарастания, по данным полярных станций, может достигать 100–140 см. На рис. 1 приведены границы юго-западной части моря, близкие к типовым положения припая и всех основных ледовых зон на период максимального развития (конец мая).

## СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВОЗРАСТНОГО СОСТАВА ДРЕЙФУЮЩИХ И ПРИПАЙНЫХ ЛЬДОВ

### Дрейфующие льды

Сроки начала ледообразования в юго-западной части Чукотского моря в среднем приходятся на первую декаду октября. Однако в разных районах моря ледообразование происходит в различные сроки: к северу от о. Врангеля — 10 октября, вдоль чукотского побережья — 20 октября, в районе Берингова пролива — 25 ноября [2].

Изменчивость сроков ледообразования и неравномерность нарастания льда в зимний период, постоянное перераспределение льдов в результате дрейфа приводят к формированию в море ледяного покрова различного возрастного состава. В развитии ледяного покрова наблюдается хорошо выраженный сезонный ход (рис. 2).

После начала ледообразования и до середины декабря в юго-западной части моря наблюдаются преимущественно молодые (серые и серо-белые) льды.

Однолетние тонкие льды появляются в третьей декаде октября. В течение ноября и декабря их количество быстро увеличивается. Они начинают преобладать с первой декады января. Во второй декаде января они достигают максимума и могут составлять до 50 % от общего состава льдов. Оставшиеся 50 % составляют молодые льды, количество которых быстро сокращается в связи с переходом в градацию однолетних тонких.



Рис. 2. Межсезонный ход изменений возрастного состава дрейфующих льдов в период нарастания ледяного покрова в юго-западной части Чукотского моря по данным за 1997–2022 гг., %  
 Fig. 2. Interseasonal course of changes in the age composition of drifting ice during the period of ice cover growth in the southwestern part of the Chukchi Sea according to data for 1997–2022, %

В первой декаде декабря в юго-западной части моря появляются однолетние средние льды. Их количество увеличивается в течение декабря–января, и они начинают преобладать с первой декады февраля. В течение марта и апреля они являются преобладающим видом в юго-западной части моря. Максимальное количество средних льдов наблюдается в третьей декаде марта, когда они составляют до 49 % от общего состава льдов. Оставшийся 51 % ледяного покрова практически в равных долях составляют молодые, тонкие и толстые льды.

Во второй декаде января появляются однолетние толстые льды. Переход средних льдов в толстые начинается в северной части моря и постепенно распространяется на прибрежную часть. Количество толстых льдов медленно увеличивается в течение января–марта и более интенсивно в апреле. Начиная с третьей декады апреля толстые льды начинают преобладать в возрастном составе. Их количество достигает максимума в мае, когда они составляют до 40 % от общего состава льдов (рис. 2).

На период максимального нарастания толщины льдов, который приходится на середину мая, ледяной покров в юго-западной части Чукотского моря в среднем состоит из толстых (около 40 %), средних (около 31 %), тонких (около 7 %) и молодых льдов (около 10 %). На северной границе моря в течение всего сезона может наблюдаться до 2–3 % старых льдов.

Сезонное изменение количества льдов представляет собой повторяющийся волнообразный процесс. Льды младших возрастных градаций достигают своего максимального количества и затем начинают уменьшаться, переходя в старшие возрастные группы.

Анализ сезонного изменения количества льдов различного возраста позволяет определить средние даты перехода от одного типа ледовых условий к другому — более сложному. По принятому в ААНИИ критерию переход от легкого типа к среднему происходит при появлении на акватории моря от 30 % и более средних льдов. Переход от среднего типа к тяжелому происходит при появлении на акватории от 30 % и более толстых льдов [5]. В соответствии с этими критериями можно установить средние даты наступления различного типа ледовых условий в юго-западной части Чукотского моря:

- от типа чистой воды к легкому (вторая декада октября);
- от легкого к среднему (первая декада февраля);
- от среднего к тяжелому (вторая декада апреля).

### Припайные льды

Становление припая в прибрежной части Чукотского моря в среднем начинается во второй декаде октября. Припай наблюдается вдоль всего чукотского побережья и достигает своего максимального развития в мае (рис. 1).

В течение октября и ноября припай состоит из молодых и однолетних тонких льдов. Начиная с третьей декады ноября лед в припае начинает постепенно переходить в градацию средних. В первой декаде января средний лед становится преобладающим (в дрейфующих льдах это происходит в первой декаде февраля), а во второй декаде появляются толстые льды. Их количество постепенно увеличивается за счет перехода средних льдов в градацию толстых. Толстые льды в припае начинают преобладать с первой декады марта (в дрейфующих льдах это происходит в третьей декаде апреля). В течение апреля–мая припай практически целиком состоит из однолетних толстых льдов (рис. 3).

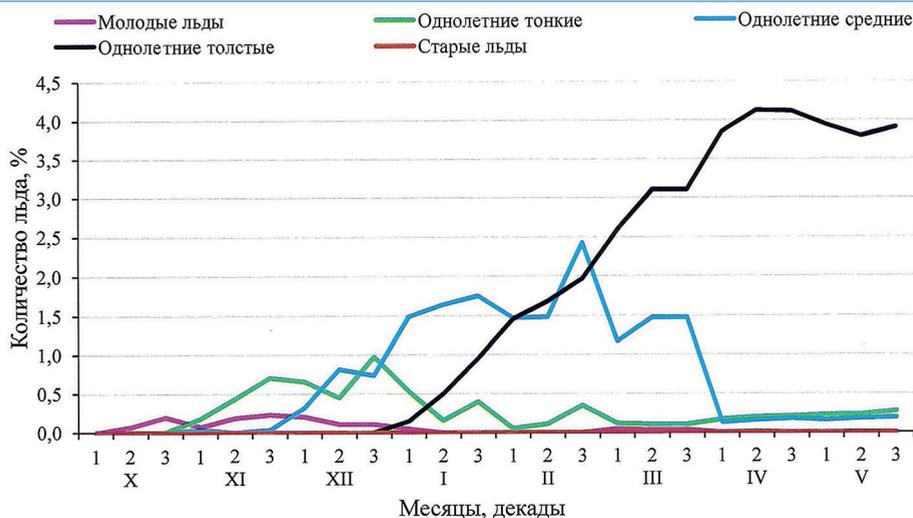


Рис. 3. Сезонный ход изменения припайных льдов в период нарастания ледяного покрова в юго-западной части Чукотского моря по данным за 1997–2022 гг., %

Fig. 3. Seasonal change in fast ice during the period of ice cover growth in the southwestern part of the Chukchi Sea according to data for 1997–2022, %

Наибольшее развитие припая, как по толщине, так и по ширине, наблюдается в первой половине мая. Его средняя ширина вдоль чукотского побережья изменяется от 10 до 30 км, площадь припая составляет около 4,5 % от площади юго-западной части моря (в годы максимального развития — 14 %, минимального — 2 %).

Сравнение сроков перехода льдов в разные возрастные градации и сроков достижения максимумов показывает, что толщина припая нарастает быстрее по сравнению с дрейфующими льдами на 3–4 декады. Данные выводы являются важным прогностическим признаком.

### СОСТАВ ДРЕЙФУЮЩИХ ЛЬДОВ НА ПЕРИОД МАКСИМАЛЬНОГО НАРАСТАНИЯ

Наращение толщины ледяного покрова и изменение его возрастного состава происходит до середины мая. Во второй декаде мая ледяной покров в юго-западной части Чукотского моря достигает своего максимального развития. С третьей декады мая начинаются процессы таяния и разрушения льдов.

Припай в период максимального нарастания, по данным полярных станций, состоит из толстых льдов, в отличие от дрейфующих льдов, которые имеют в своем составе лед различного возраста и представляют наибольший интерес для изучения.

На рис. 4 приведено среднее, минимальное и максимальное количество льдов различного возраста в период его максимального нарастания с 1998 по 2022 г.

В середине мая ледяной покров в юго-западной части Чукотского моря состоит преимущественно из однолетних средних и толстых льдов. Их общее количество составляет 71 % от всего состава льдов. Из них толстые составляют 40 %, средние — 31 %, молодые и тонкие льды — около 10 % и 7 % соответственно. На северной границе района может наблюдаться до 2–3 % старых льдов. Площадь припая, заприпайных полыней и зон, свободных ото льда, составляет 10 %.

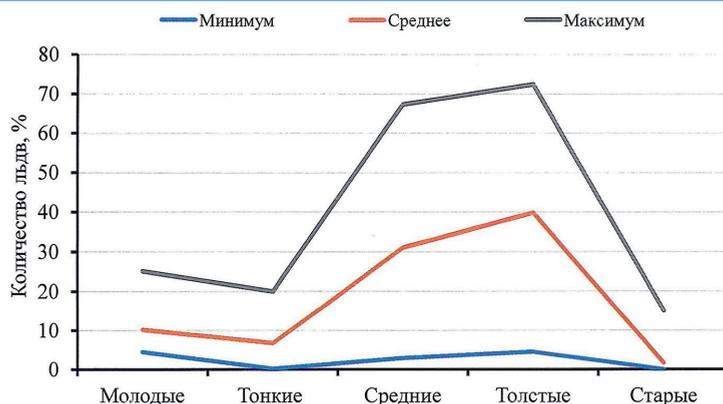


Рис. 4. Количественный состав льдов разного возраста в конце периода нарастания (первая половина мая), %

Fig. 4. Quantitative composition of ice of different ages at the end of the growth period (first half of May), %

В разные годы, в зависимости от условий формирования и интенсивности перераспределения в результате дрейфа, количество льдов различного возраста может существенно отличаться от среднемноголетних значений. Наименьшая межгодовая амплитуда колебаний порядка 15–20 % наблюдается в количестве молодых, тонких и старых льдов. Наибольшая амплитуда колебаний (64–67 %) — в средних и толстых льдах.

В холодные годы, когда происходит интенсивное нарастание толщины, в юго-западной части Чукотского моря преобладают толстые льды, а в теплые годы при минимальном нарастании толщины — преобладают средние. Максимальное количество наиболее мощных толстых льдов при их интенсивном накоплении может достигать 72 %. Если условия формирования ледяного покрова более мягкие, то в конце периода нарастания наблюдаются средние льды, количество которых может достигать 67 %.

#### МЕЖГОДОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВОЗРАСТНОГО СОСТАВА ДРЕЙФУЮЩИХ ЛЬДОВ

Климатические изменения, происходящие в Арктике, оказывают существенное влияние на формирование возрастного состава льдов в юго-западной части Чукотского моря. Для изучения межгодовых изменений количества льдов разного возраста в осенне-зимний период с 1998 по 2022 г. (25 лет) был проведен анализ изменчивости линейных трендов. Оценка статистической значимости выделенных линейных трендов с использованием t-критерия Стьюдента при уровне значимости 99 % показала, что все выделенные тренды значимы, но на пределе статистического критерия. Более надежные оценки межгодовой изменчивости могут быть получены при увеличении рядов наблюдений.

Вместе с тем анализ наблюдаемых трендов показывает, что за рассматриваемый период в юго-западной части Чукотского моря произошли существенные изменения в возрастном составе льдов (рис. 5).

Из наиболее значимых изменений можно отметить:

– увеличение молодых льдов на 7–8 %;

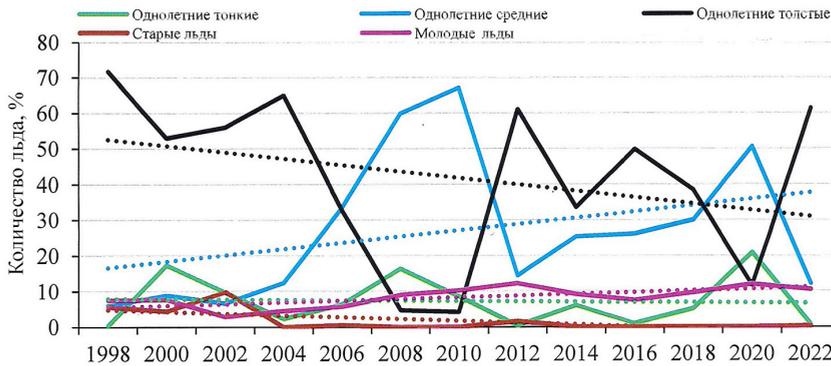


Рис. 5. Межгодовой ход возрастного состава дрейфующих льдов в период наибольшего нарастания ледяного покрова (пунктиром даны линейные тренды), %

Fig. 5. Interannual course of the age composition of drifting ice during the period of the greatest increase in ice cover (dotted line shows linear trends), %

- уменьшение тонких льдов на 4–5 %;
- значительное увеличение средних льдов на 17–18 %;
- уменьшение толстых льдов на 17–18 %;
- практически полное исчезновение старых льдов начиная с 2004 г.

Таким образом, можно отметить, что за ряд наблюдений произошло значительное уменьшение количества старых и однолетних толстых льдов и увеличение более тонких средних и молодых. То есть за последние 25 лет происходило постепенное замещение старых и однолетних толстых льдов средними и молодыми.

Отмеченная ранее рядом авторов динамика [14–16] хорошо согласуется с общей тенденцией уменьшения старых льдов на акватории Северного Ледовитого океана и замещения их однолетними, которая начала прослеживаться с начала 2000-х гг. Граница старых льдов поднялась на север и вышла за пределы границ российских арктических морей. Это привело к тому, что на акватории ряда арктических морей, в том числе и юго-западной части Чукотского, они практически перестали наблюдаться.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сформированный электронный архив по возрастному составу льдов в юго-западной части Чукотского моря за период с 1998 по 2022 г. позволил провести полноценный анализ сезонной и межгодовой изменчивости возраста льдов. Анализ сезонной и межгодовой изменчивости возрастного состава льдов позволил установить несколько важных закономерностей:

1. Изменение возрастного состава льдов в течение осенне-зимнего периода носит волнообразный характер, при котором льды каждой возрастной градации в определенный период становятся преобладающими, достигают своего максимума и начинают переходить в более старшую возрастную градацию.

2. Для дрейфующих льдов характерно: преобладание молодых льдов в течение осеннего периода, тонких — с начала января, средних — в первой декаде февраля, толстых — с конца апреля.

3. В припайных льдах сроки перехода в старшие возрастные градации наступают на 3–4 декады раньше, чем в дрейфующих.

4. В конце периода нарастания, который приходится на вторую декаду мая, в дрейфующих льдах преобладают однолетние толстые и средние льды, а в припае — толстые.

5. При анализе изменения возрастного состава за 25-летний период обращает на себя внимание тенденция к сокращению количества старых и толстых льдов. Одновременно с этим прослеживается устойчивая тенденция увеличения количества средних и молодых льдов. Наблюдается постепенное замещение старых и однолетних толстых льдов более тонкими средними и молодыми.

**Конфликт интересов.** Конфликт интересов отсутствует.

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках НИТР Росгидромета, тема 5.1.2.

**Competing interests.** The authors has no competing interests.

**Funding.** This work was funded by the project 5.1.2 NITR Roshydromet

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Миронов Е.У., Клячкин С.В., Макаров Е.И., Юлин А.В., Афанасьева Е.В. Особенности ледовых процессов в осенний период 2021 г. в морях Российской Арктики и оценка оправдываемости ледовых прогнозов // Российская Арктика. 2021. № 15. С. 40–53. doi: 10.24412/2658-4255-2021-4-40-53.
2. Егоров А.Г., Павлова Е.А. Изменение сроков устойчивого ледообразования в восточных арктических морях России в начале XXI в. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65 (4). С. 389–404. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-4-389-404>.
3. Думанская И.О. Ледовые условия морей азиатской части России. М.: Изд-во ИГ-СОЦИН, 2017. 640 с.
4. Егоров А.Г. Изменение возрастного состава и толщины зимнего ледяного покрова арктических морей России в начале XXI в. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66 (2). С. 124–143. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-2-124-143>.
5. Карклин В.П., Хотченков С.В., Юлин А.В. Метод долгосрочного прогноза типа ледовых условий в зимний период для районов Карского моря // Информационный сборник ГМЦ. 2017. № 44. С. 113–125.
6. Егорова Е.С., Миронов Е.У. Возрастной состав ледяного покрова Баренцева моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2022. Т. 68(3). С. 216–233. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-216-233>.
7. Моря Российской Арктики в современных климатических условиях. СПб.: ААНИИ, 2021. 360 с.
8. Афанасьева Е.В., Алексеева Т.А., Соколова Ю.В., Демчев Д.М., Чуфарова М.С., Быченков Ю.Д., Девятаев О.С. Методика составления ледовых карт ААНИИ // Российская Арктика. 2019. Т. 7. С. 5–20.
9. SIGRID-3: A VECTOR ARCHIVE FORMAT FOR SEA ICE CHARTS FILES. WMO No.716. Paris, 1989: 24 p. URL: <https://library.wmo.int/viewer/37171/?offset=#page=1&viewer=picture&=&n=0&q=> (дата обращения: 01.09.2023).
10. Смирнов В.Г., Бушуев А.В., Бычкова И.А., Захваткина Н.Ю., Лоцилов В.С. Спутниковый мониторинг морских льдов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 2. С. 62–76.
11. Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей: Практическое пособие / Под ред. В.Г. Смирнова. СПб.: Изд-во ААНИИ, 2011. 240 с.
12. Атлас ледяных образований / Под ред. В.М. Смоляницкого. СПб.: ААНИИ, 2018. 229 с.

13. WMO SEA-ICE NOMENCLATURE • WMO/OMM/BMO -VOL. 2. No.259. 2014: 146 p. URL: [http://wdc.aari.ru/wmo/docs/nomenclature/Sea\\_Ice\\_Nomenclature\\_2014\\_vol1.pdf](http://wdc.aari.ru/wmo/docs/nomenclature/Sea_Ice_Nomenclature_2014_vol1.pdf) (дата обращения: 01.09.2023).

14. Kwok R., Cunningham G. F., Wensnahan M., Rigor I., Zwally H. J., Yi D. Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2009. V. 114 (C7). <https://doi.org/10.1029/2009JC005312>

15. Алексеев Г.В., Александров Е.И., Глок Н.И., Иванов Н.Е., Харланенкова Н.Е., Юлин А.В. Эволюция площади морского ледяного покрова Арктики в условиях современных изменений климата // *Исследование Земли из космоса*. 2015. № 2. С. 5–19.

16. Виноградная Е.С., Егорова Е.С., Шевелева Т.В., Юлин А.В. Изменчивость положения границ старых льдов в весенний период и остаточных льдов в осенний период в Северном Ледовитом океане в текущем климатическом периоде // *Российская Арктика*. 2020. № 2 (9). С. 41–55. doi: 10.24411/2658-4255-2020-12094.

## REFERENCES

1. Mironov E.U., Klyachkin S.V., Makarov E.I., Yulin A.V., Afanas'eva E.V. Features of ice processes in the autumn period of 2021 in the seas of the Russian Arctic and assessing the validity of ice forecasts. *Rossiyskaya Arktika*. Russian Arctic. 2021, 15: 40–53. doi: 10.24412/2658-4255-2021-4-40-53. [In Russian].
2. Egorov A.G., Pavlova E.A. Change in the time of stable ice formation in the Russian Eastern Arctic seas at the beginning of 21st century. *Problemy Arktiki i Anarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (4): 389–404. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-4-389-404>. [In Russian].
3. Dumanskaya I.O. *Ledovyy rezhim morey aziatskoy chasti Rossii*. Ice conditions of the seas of the Asian part of Russia. Moscow: Izd-vo IG-SOTSIN, 2017: 640 p. [In Russian].
4. Egorov A.G. The Russian Arctic seas ice age composition and thickness variation in winter periods at the beginning of the 21st century. *Problemy Arktiki i Anarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (2): 124–143. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-2-124-143>. [In Russian].
5. Karklin V.P., Khotchenkov S.V., Yulin A.V. Method for long-term forecasting of the type of ice conditions in the winter period for the regions of the Kara Sea. *Informatsionnyi sbornik GMTs*. Information collection GMTs. 2017, 44: 113–125. [In Russian].
6. Egorova E.S., Mironov Y.U. Ice age composition in the Barents sea. *Problemy Arktiki i Anarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2022, 68(3): 216–233. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-216-233>. [In Russian].
7. *Morya Rossiyskoy Arktiki v sovremennykh klimaticheskikh usloviyakh*. Seas of the Russian Arctic in modern climatic conditions. St. Petersburg: AARI, 2021: 360 p. [In Russian].
8. Afanas'eva E.V., Alekseeva T.A., Sokolova Yu.V., Demchev D.M., Chufarova M.S., Bychenkov Yu.D., Devyataev O.S. AARI methodology for sea ice charts composition. *Rossiyskaya Arktika*. Russian Arctic. 2019, 7: 5–20. [In Russian].
9. SIGRID-3\_a vector archive format for sea ice charts\_files. WMO No.716. Paris, 1989: 24 p. Available at: <https://library.wmo.int/viewer/37171/?offset=#page=1&viewer=picture&o=&n=0&q=> (accessed 01.09.2023).
10. Smirnov V.G., Bushuev A.V., Bychkova I.A., Zahvatkina N.Yu., Loshchilov V.S. Satellite monitoring of the sea ice. *Problemy Arktiki i Anarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 85: 62–76. [In Russian].
11. *Sputnikovye metody opredeleniya harakteristik ledyanogo pokrova morej*. Satellite methods for determining the ice sea cover characteristics. St. Petersburg: AARI, 2011: 240 p. [In Russian].
12. Smolyanitsky V.M. Ed. *Atlas ledyanikh obrazovaniy*. Atlas of ice formations. St. Petersburg: AARI Publishing House, 2018: 229 p. [In Russian].

13. WMO SEA-ICE NOMENCLATURE • WMO/OMM/BMO -VOL. 2. No.259. 2014: 146 p. Available at: [http://wdc.aari.ru/wmo/docs/nomenclature/Sea\\_Ice\\_Nomenclature\\_2014\\_vol1.pdf](http://wdc.aari.ru/wmo/docs/nomenclature/Sea_Ice_Nomenclature_2014_vol1.pdf) (accessed 01.09.2023).
14. Kwok R., Cunningham G.F., Wensnahan M., Rigor I., Zwally H.J., Yi D. Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008. *Journal of Geophysical Research*. 2009, 114: C07005.
15. Alekseev G.V., Aleksandrov E.I., Glok N.I., Ivanov N.E., Harlanenkova N.E., Yulin A.V. Arctic Sea ice cover in connection with climate change. *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. Earth exploration from space. 2015, 2: 5–19. [In Russian].
16. Vinogradnaya Ye.S., Yegorova Ye.S., Sheveleva T.V., Yulin A.V. Variability of the spring old ice and fall residual ice boundary in the Arctic Ocean over the current period of climate changes. *Rossiyskaya Arctica*. Russian Arctic. 2020, 2 (9): 41–55. [In Russian].

# МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ METEOROLOGY AND CLIMATOLOGY

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-343-355>  
УДК 551.582



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

## Преобладающие виды гололедно-изморозевых отложений по наблюдениям на станциях Обской губы

Н.Н. Соколичина<sup>1\*</sup>, И.И. Леонов<sup>2</sup>

<sup>1</sup> — Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,  
Москва, Россия

<sup>2</sup> — Научно-технический центр Федеральной сетевой компании  
Единой энергетической системы, Москва, Россия

\*sokolikhina@geogr.msu.ru

### Резюме

В настоящее время возрастает интерес к изучению опасных явлений погоды на территории Российской Арктики, где происходит наиболее интенсивное изменение климата. В связи с этим продолжает быть актуальной задача исследования гололедно-изморозевых отложений. Показано, что в районе Обской губы преобладающим видом атмосферного обледенения является кристаллическая изморозь. Мокрый снег чаще всего наблюдается в переходные сезоны, гололед и зернистая изморозь наблюдаются крайне редко. По данным наблюдений с 1966 по 2021 г. оценивались тенденции ежегодного количества метеорологических сроков, во время которых наблюдались атмосферные явления, потенциально приводящие к образованию опасных гололедно-изморозевых отложений. Для атмосферных явлений, вызывающих отложения гололеда, мокрого снега и изморози высокой интенсивности, тренды оказались положительными, но статистически не значимыми.

**Ключевые слова:** гололед, гололедно-изморозевые отложения, зернистая изморозь, кристаллическая изморозь, мокрый снег, обледенение, опасные явления погоды.

**Для цитирования:** Соколичина Н.Н., Леонов И.И. Преобладающие виды гололедно-изморозевых отложений по наблюдениям на станциях Обской губы // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 3 С. 343–355. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-343-355>.

Поступила 23.05.2023

После переработки 12.07.2023

Принята 28.07.2023

## Dominant types of ice accretions according to observations at Ob' Bay stations

Natalia N. Sokolikhina <sup>1\*</sup>, Igor I. Leonov<sup>2</sup>

<sup>1</sup> — Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

<sup>2</sup> — Research and Development Centre at Federal Grid Company of Unified Energy System, Moscow, Russia

\*sokolikhina@geogr.msu.ru

### Summary

Modern global climate change is accompanied by an increase in the number of hazardous hydrometeorological phenomena. At the same time, especially rapid warming is observed in the Arctic zone of Russia — 0,71 °C per decade. For this reason, research related to the study of hazardous hydrometeorological phenomena is becoming especially important for the northern territories of Russia, where oil and gas production is currently being intensified, which also increases the main environmental risks. Given the growing interest in hazardous weather phenomena, as well as the need to prevent and reduce negative impact on various sectors of the economy, there is a need for a more detailed study of atmospheric icing. In this study, the aim was to investigate the spatial distribution of ice accretions, which include glaze ice, soft rime, hard rime and wet snow. Also, the work considered the seasonal course of the observed ice accretions and assessed the trend in the number of atmospheric phenomena leading to atmospheric icing for the period from 1966 to 2021. To study the prevailing types of ice accretions, data from visual observations of atmospheric phenomena were used. To study the time trend of ice accretions, the data of 3-hour observations were used. For each of the 7 selected meteorological stations in the Ob' Bay, the number of cases of atmospheric phenomena was calculated, during which ice accretions of various types could form. As a result, a map of the most common types of ice accretions in the Ob' Bay region was constructed, which shows that the dominant type of atmospheric icing over the entire territory of the Ob' Bay region is soft rime. Wet snow occupies from 8 to 30 %. Glaze ice and hard rime are extremely rare. In the cold season, from November to March, soft rime is most often formed, and wet snow accretions in spring and autumn. Based on observational data from 1966 to 2021, trends were estimated in the annual number of meteorological periods during which atmospheric phenomena were observed, potentially leading to hazardous icing. Trends were evaluated using the Mann Kendall test. It is shown that for potentially hazardous cases of atmospheric phenomena causing glaze ice, wet snow and rime accretions, the trends were not significant at the 5 % significance level.

**Keywords:** glaze ice, hard rime, ice accretions, icing, soft rime, weather hazards, wet snow.

**For citation:** Sokolikhina N.N., Leonov I.I. Dominant types of ice accretions according to observations at Ob' Bay stations. Arctic and Antarctic Research. 2023, 69 (3): 343–355. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-343-355>.

Received 23.05.2023

Revised 12.07.2023

Accepted 28.07.2023

### ВВЕДЕНИЕ

Потепление климата сопровождается усилением его экстремальности, что приводит к увеличению количества опасных гидрометеорологических явлений. Арктическая зона России теплеет особенно быстро — 0,71 °C за десятилетие. По этой причине особенно важными становятся исследования, связанные с изучением опасных гидрометеорологических явлений для северных территорий России, на которых в настоящее время интенсифицируется добыча нефти и газа, что увеличивает и основные экологические риски [1].

Считается, что для хозяйственной деятельности человека наибольшую опасность представляет гололед, формирование которого происходит во время выпадения замерзающей мороси или замерзающего дождя [2].

Помимо гололеда большую угрозу представляют высокоинтенсивные отложения изморози, достигающие опасных значений. Изморозь в атмосфере бывает двух видов — зернистая и кристаллическая. Кристаллическая изморозь — продукт сублимации водяного пара. У нее небольшая плотность и прочность, и, как правило, она не приводит к серьезным последствиям. Зернистая изморозь относится к внутриоблачному обледенению, потому что нарастание льда происходит вследствие столкновения переохлажденных капель тумана с различными объектами: проводами ЛЭП, ветвями деревьев и др. У зернистой изморози более высокая плотность и прочность [3]. Именно такие отложения наиболее часто наблюдаются на территориях со сложным рельефом местности, для которых характерна высокая повторяемость переохлажденных туманов [4].

Помимо гололеда и изморози большие проблемы для хозяйственной деятельности представляет и мокрый снег, выпадающий при положительной температуре, близкой к 0 °С, когда снежинки частично подтаивают или когда вместе со снегом выпадает дождь.

Чрезвычайные ситуации в труднодоступных северных регионах России тяжело прогнозировать и ликвидировать. В связи с этим целью исследования было изучение особенностей атмосферного обледенения в районе Обской губы в условиях современного изменения климата. В предлагаемой работе по данным 7 метеорологических станций за период с 1966 по 2021 г. было исследовано пространственное распространение атмосферных явлений, приводящих к образованию гололедно-изморозевых отложений различных видов в районе Обской губы, впервые были выявлены преобладающие явления атмосферного обледенения в различные сезоны года. Также была проведена оценка временных трендов наблюдаемого количества метеорологических сроков с атмосферными явлениями, которые могут приводить к образованию опасных гололедно-изморозевых отложений. Впервые для выделения высокоинтенсивных случаев атмосферного обледенения использовались данные о благоприятных температурно-ветровых условиях, характерных для формирования опасных гололедно-изморозевых отложений каждого вида.

#### **ДАННЫЕ И МЕТОДИКА**

Данные наблюдений были собраны из нескольких архивов. Основные метеорологические параметры получены из массива данных ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» — Федерального государственного бюджетного учреждения «Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации — Мировой центр данных».

Использовались данные основных срочных наблюдений и данные наблюдений за атмосферными явлениями. В этих архивах содержатся данные срочных наблюдений на 521 станции, период наблюдения с 1966 по 2021 г. Перечень станций составлен на основании списка станций Росгидромета, включенных в Глобальную сеть наблюдений за климатом. В ходе исследования были отобраны 7 метеорологических станций — имени М.В. Попова, Антипаюта, Новый порт, Тазовск, Салехард, Ныда и Надым (все станции указаны по расположению с севера на юг).

Для изучения преобладающих типов гололедно-изморозевых отложений использовались данные наблюдений за атмосферными явлениями [5]. В этом архиве содержится описание отдельных случаев всех наблюдаемых на метеорологических станциях явлений погоды. Одна запись базы данных относится к одному случаю на-

блюдения явления и содержит в себе данные о времени начала и окончания явления, его интенсивности и уникальном шифре. В настоящей работе подсчитывалось только количество случаев явлений атмосферного обледенения — гололеда, кристаллической и зернистой изморози и мокрого снега. Данные об интенсивности не использовались, так как во время визуальных наблюдений она определяется качественно — от 0 до 2, где 0 — это слабая интенсивность, 1 — умеренная и 2 — сильная [6].

При подсчете количества случаев явлений гололеда, зернистой изморози и кристаллической изморози отбирались уникальные случаи явлений, которым соответствует собственный шифр (шифр 12 — гололед, 13 — кристаллическая изморозь, 14 — зернистая изморозь). Для подсчета случаев мокрого снега использовались два вида явлений — мокрый снег и ливневой мокрый снег (шифры 72 и 73). Для каждой из отобранных метеорологических станций было получено количество случаев наблюдаемых атмосферных явлений, которые могут приводить к формированию гололедно-изморозевых отложений. Далее рассчитывалось процентное соотношение количества случаев этих явлений и выделялся преобладающий вид атмосферного обледенения. По полученным данным была построена карта-схема количества наиболее распространенных атмосферных явлений, приводящих к формированию гололедно-изморозевых отложений в районе Обской губы.

Кроме этого, по данным визуальных наблюдений за атмосферными явлениями было получено отношение количества случаев атмосферных явлений, связанных с обледенением, к общему количеству наблюдаемых случаев явлений погоды в среднем за год и отдельно для каждого месяца за период с 1966 по 2021 г.

Для изучения временного тренда гололедно-изморозевых отложений использовались данные основных срочных наблюдений [7]. В этом случае рассматривались стандартные наблюдения, где каждому метеорологическому сроку соответствует определенный код погоды. Одному событию образования обледенения могут соответствовать несколько последовательных сроков с одним кодом погоды. Эти сроки учитывались отдельно, так как большая продолжительность явлений оказывает большее воздействие на объекты хозяйственной деятельности человека.

За случаи гололеда принимались сроки, в которые наблюдатель фиксировал замерзающие осадки (коды КН-01 24, 56, 57, 66 и 67). Отложения гололеда имеют большую плотность, поэтому потенциально опасными считались все сроки, во время которых наблюдались замерзающие осадки.

В коде КН-01 отсутствует разделение изморози на два вида. Поэтому для анализа использовались сроки, соответствующие туману с отложением изморози (коды КН-01 48 и 49). В ранее опубликованных работах было показано, что подавляющее количество изморозевых отложений наблюдается в виде кристаллической изморози, как правило не приводящей к негативным экономическим последствиям [3, 6]. Зернистая изморозь в районе Обской губы наблюдается в среднем в 10 раз реже. Наибольший интерес в данной работе представляют потенциально опасные гололедно-изморозевые отложения. С целью отсеивания слабоинтенсивных отложений кристаллической изморози были отобраны только те случаи изморози, которые наблюдались в диапазоне температуры воздуха от  $-10,3$  до  $-0,7$  °C и скорости ветра 1 м/с и более. Ранее, на основании обработки данных инструментальных наблюдений, было показано, что 90 % опасных (диаметром более 50 мм) отложений зернистой изморози на территории России образуется именно в этом температурно-ветровом

диапазоне [7]. Такая фильтрация данных позволяет убрать из выборки большую часть отложений в виде кристаллической изморози, которая образуется при температуре воздуха менее  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Фильтрация выборок производилась и для выявления сроков с мокрым снегом, для которого в коде КН-01 не предусмотрено отдельного кода. Для выявления мокрого снега отбирались сроки, в которые наблюдались осадки твердой и смешанной фазы (коды КН-01 70, 71, 72, 73, 74, 75, 85 и 86), выпадающие при температуре воздуха от 0 до  $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Такой диапазон ранее был обоснован авторами работы как наиболее благоприятный для образования опасных отложений мокрого снега [7].

В результате была получена сумма сроков с наблюдаемыми отложениями гололеда, изморози и мокрого снега за каждый год в период с 1966 по 2021 г. Полученные линейные тренды проверялись на достоверность с использованием критерия Манна–Кендалла [8, 9]. Данный критерий использовался ранее другими авторами для оценки тенденций характеристик гололедно-изморозевых отложений по данным инструментальных наблюдений на территории России за период с 1984 по 2018 г.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

По данным архива об атмосферных явлениях была построена карта-схема преобладающих видов гололедно-изморозевых отложений на территории Обской губы (рис. 1). На карте-схеме для каждой метеорологической станции представлена круговая диаграмма, показывающая долю зафиксированных случаев атмосферных явлений, которые становятся причиной образования гололедно-изморозевых явлений каждого вида.

Для всех метеорологических станций, располагающихся в районе Обской губы, характерно преобладание гололедно-изморозевых отложений в виде кристаллической изморози. Кристаллическая изморозь наиболее часто наблюдается на всей территории России, за исключением юга европейской части страны. Это связано с высокой повторяемостью благоприятных условий для ее образования — сильного радиационного выхолаживания поверхности, в результате которого происходит сублимация водяного пара. Такие условия наблюдаются повсеместно на территории Обской губы. Зернистая изморозь — довольно редкое явление, поскольку для формирования зернистой изморози необходимо существование переохлажденного тумана, капли которого, сталкиваясь с препятствием, будут превращаться в лед. Наибольшая повторяемость зернистой изморози наблюдается на европейской территории России и в горных районах, где зимой воздух часто имеет достаточное влагосодержание для образования переохлажденных туманов с отложением изморози. В районе Обской губы такие ситуации наблюдаются не так часто. Так, если кристаллическая изморозь в зависимости от местоположения станции наблюдается в 55–82 % случаев образования гололедно-изморозевых отложений, то зернистая — только от 2 до 9 % (табл. 1).

На втором месте по повторяемости располагаются отложения мокрого снега — в зависимости от местоположения станции от 8 до 30 % всех явлений обледенения. Самая маленькая повторяемость мокрого снега наблюдается на станции имени М.В. Попова, которая расположена севернее всех остальных на острове Белый. Известно, что отложения мокрого снега чаще всего начинают образовываться при температуре воздуха от  $-2$  до  $2\text{ }^{\circ}\text{C}$  и при низкой скорости ветра (от 1 до 4 м/с) или при штиле. Это связано с физическими свойствами снега — снежинки имеют большой размер и высокую парусность, они легко сдуваются сильным ветром с предметов,

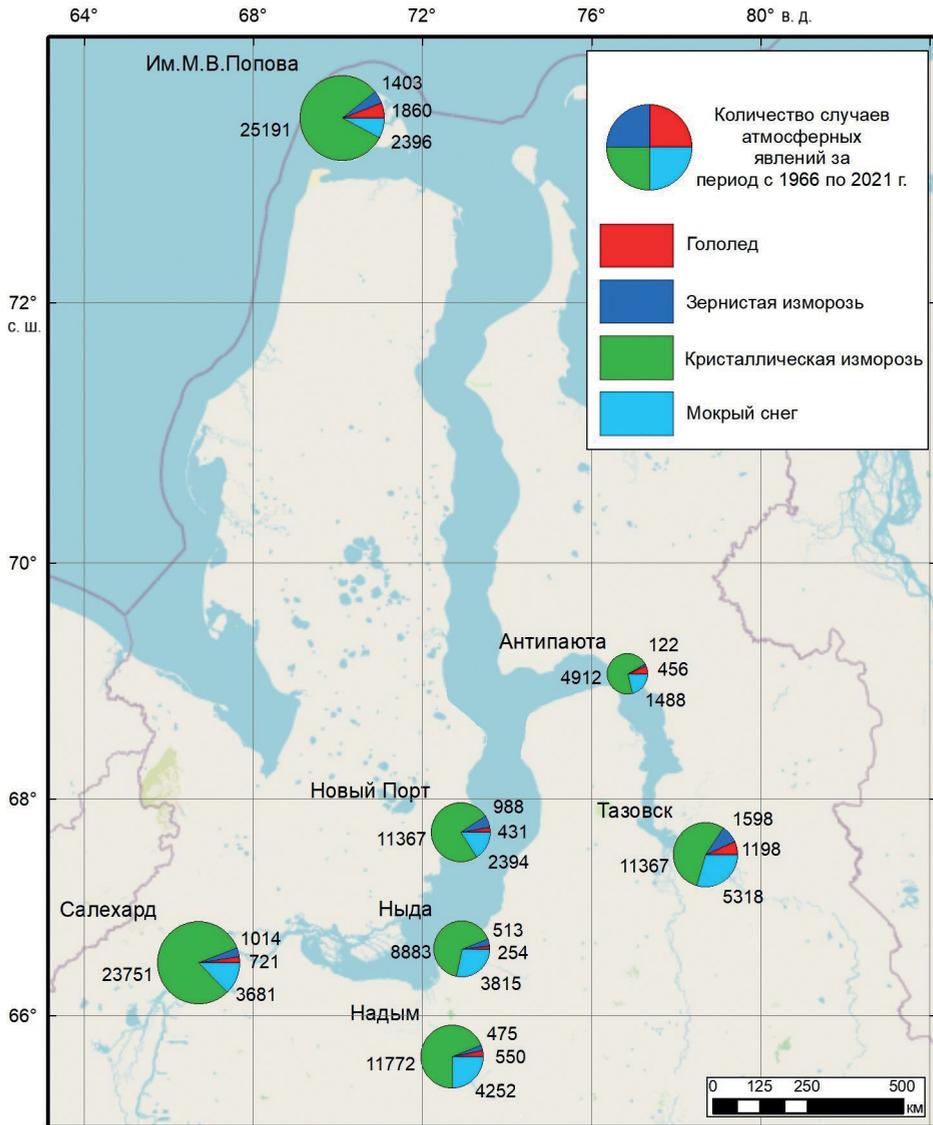


Рис. 1. Карта-схема количества случаев атмосферных явлений гололеда, зернистой изморози, кристаллической изморози и мокрого снега за период с 1966 по 2021 г. по данным визуальных наблюдений

Fig. 1. Map of the number of atmospheric events of glaze ice, hard rime, soft rime and wet snow for the period from 1966 to 2021 according to visual observations

на которых происходит обледенение. Поэтому для образования опасных отложений в виде мокрого снега необходимо, чтобы ветер на протяжении всей фазы нарастания был не слишком сильный.

Самая низкая повторяемость у гололеда, она составляет всего от 2 до 7 %. Наиболее часто инициатором формирования опасных отложений гололеда является

**Количество случаев различных атмосферных явлений\***  
по данным метеорологических станций в районе Обской губы (период с 1966 по 2021 г.)  
Table 1

**The number of cases of various atmospheric events\* according to data  
from meteorological stations in the region of the Ob' Bay (the period from 1966 to 2021)**

Название метеостанции	Координаты метеостанции		Количество случаев различных атмосферных явлений (% от всех наблюдаемых случаев)					Доля атмосферных явлений от их суммарного кол-ва, %			
	Широта	Долгота	ГЛ	ИЗ	ИК	ОМС	Все	ГЛ	ИЗ	ИК	ОМС
Им. М.В. Попова	73,3	70,1	1860 (1,0)	1403 (0,8)	25191 (13,8)	2396 (1,3)	30850 (16,9)	6	4	82	8
Антипаюта	69,08	76,85	456 (0,4)	122 (0,1)	4912 (4,3)	1488 (1,3)	6978 (6,1)	7	2	70	21
Новый Порт	67,7	72,9	431 (0,3)	988 (0,7)	11367 (7,8)	2394 (1,6)	15180 (10,4)	3	7	74	16
Тазовск	67,5	78,7	1198 (0,7)	1598 (1,0)	9847 (6,0)	5318 (3,2)	17961 (10,9)	7	9	54	30
Салехард	66,5	66,7	721 (0,4)	1014 (0,6)	23751 (13,4)	3681 (2,1)	29167 (16,5)	2	3	81	14
Ныда	66,63	72,93	254 (0,2)	513 (0,3)	8883 (5,6)	3815 (2,4)	13465 (8,5)	2	4	66	28
Надым	65,6	72,7	550 (0,4)	475 (0,4)	11772 (8,9)	4252 (3,2)	17049 (12,8)	3	3	69	25

*Примечание.* В данном случае атмосферные явления — гололед (ГЛ), зернистая изморозь (ИЗ), кристаллическая изморозь (ИК) и отложение мокрого снега (ОМС).

*Note.* In this case, the atmosphere events — glaze ice (ГЛ), hard rime (ИЗ), soft rime (ИК) and the accretions of wet snow (ОМС).

взаимодействие трех резко контрастирующих по температуре и влагосодержанию воздушных масс, приводящее к образованию стратификации атмосферы по типу «теплого носа», и наличие адвекции тепла в нижней и средней тропосфере и холода у поверхности земли [10]. Такие благоприятные синоптические условия чаще формируются на юге, реже в центральной части и совсем редко на севере территории России.

Далее был рассмотрен годовой ход количества наблюдаемых атмосферных явлений для каждой из 7 метеорологических станций в районе Обской губы (рис. 2). Показано, что в наиболее холодные месяцы — ноябрь, декабрь, январь, февраль и март — наблюдается сильное преобладание кристаллической изморози. В переходные сезоны преобладающим видом атмосферных явлений является мокрый снег. Это связано с большей повторяемостью погодных условий, во время которых наблюдается околонулевая температура воздуха и более интенсивное выпадение осадков, чем в зимнее время года.

В наиболее теплые месяцы года — в июле и августе — обледенение практически не наблюдается. Только на станции им. М.В. Попова отмечаются редкие — около 1 раза в год — случаи гололеда и около 2 раз в год — случаи выпадения мокрого снега.

Также на рис. 2 показана доля атмосферных явлений, связанных с обледенением, в общем количестве наблюдаемых явлений погоды для каждого месяца года

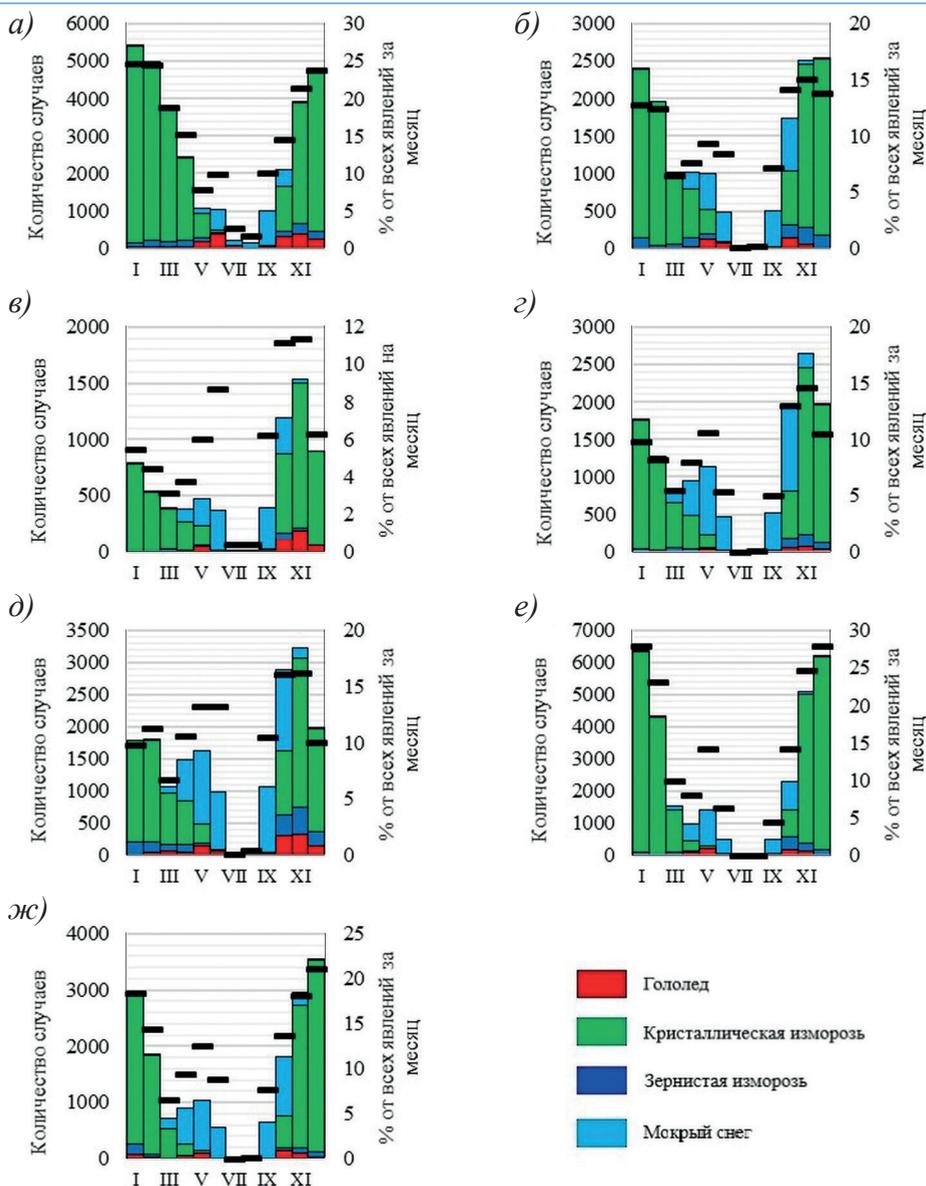


Рис. 2. Годовой ход количества случаев атмосферных явлений, приводящих к образованию гололедно-изморозевых отложений в районе Обской губы за период с 1966 по 2021 г., и доля случаев атмосферных явлений обледенения в общем количестве наблюдаемых атмосферных явлений (черные маркеры) для метеорологических станций: (а) им. М.В. Попова, (б) Новый Порт, (в) Антипаюта, (г) Ныда, (д) Тазовск, (е) Салехард, (ж) Надым

Fig. 2. The annual change of the of the number of atmospheric phenomena leading to the formation of ice accretions in the area of the Ob' Bay for the period from 1966 to 2021 and the proportion of atmospheric icing events in the total number of atmospheric phenomena (black markers) for meteorological stations: (a) M.V. Popova, (b) New Port, (c) Antipayuta, (g) Nyda, (d) Tazovsk, (e) Salekhard, (ж) Nadym.

за период с 1966 по 2021 г. Установлено, что в наиболее холодные месяцы года кристаллическая изморозь наблюдается более чем в 10 % от всех случаев наблюдаемых явлений погоды, а на некоторых станциях (им. М.В. Попова, Салехарде и Надыме) более чем в 20 %. Это значит, что в среднем каждый 10-й случай наблюдаемого явления в зимний период на территории Обской губы связан с процессами атмосферного обледенения. Высокая повторяемость обледенения сохраняется в переходные сезоны, и лишь в самые теплые месяцы года (в июле и августе) повторяемость случаев гололеда, изморози и мокрого снега составляет от 0 до 3 % от всех наблюдаемых случаев явлений погоды.

Для выявления временного тренда количества сроков с атмосферным обледенением использовались данные основных срочных наблюдений на метеорологических станциях Обской губы, по которым невозможно отделить кристаллическую изморозь от зернистой. По этой причине изморозь рассматривалась вся в целом, но, как было указано выше, отбирались только те случаи, которые можно отнести к потенциально опасным явлениям. На рис. 3 отчетливо видно, что в новом веке увеличилась повторяемость изморозевых отложений и мокрого снега. В прошлом веке максимум повторяемости изморозевых отложений (и кристаллической, и зернистой) имеет

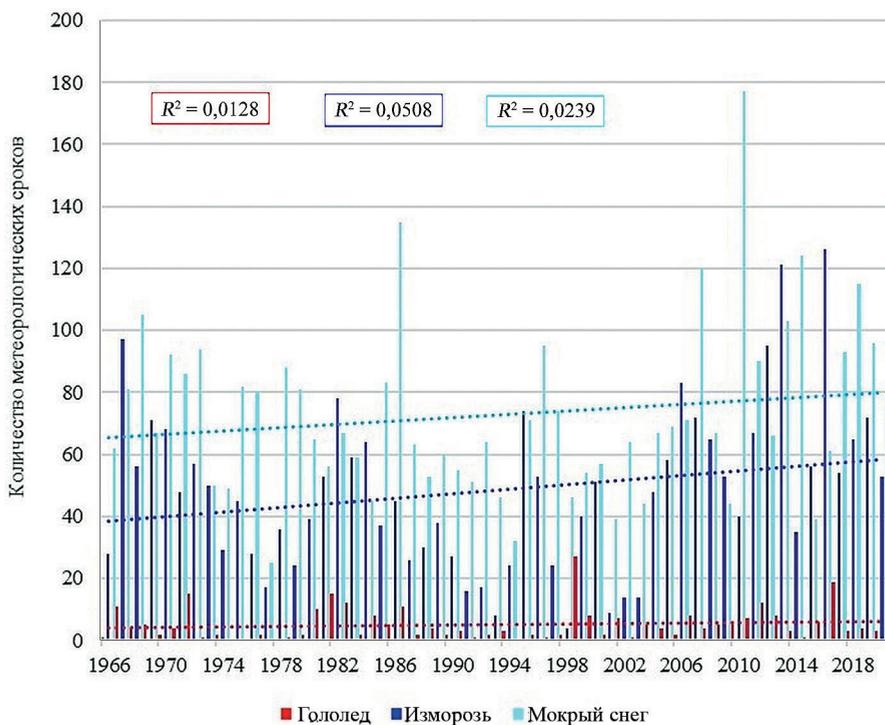


Рис. 3. Ежегодное количество и временные тренды метеорологических сроков с благоприятными для образования гололедно-изморозевых отложений условиями за период с 1966 по 2021 г. Приведены суммарные данные по 7 метеорологическим станциям. Пунктирными линиями показаны линейные тренды

Fig. 3. Annual number and temporal trends of meteorological periods, with favorable conditions for the formation of ice accretions for the period from 1966 to 2021. The summary data for 7 meteorological stations are given. Dashed lines show linear trends

в среднем 14-летнее колебание (самые большие повторяемости наблюдались в 1967, 1982 и 1995 гг.). В начале XXI в. три года подряд был резкий спад повторяемости этого явления, но с 2004 г. началось увеличение случаев изморозевых отложений, которые можно отнести к потенциально опасным явлениям. Это отразилось и во временном тренде, но сам тренд нельзя назвать значимым ( $R^2 = 0,0508$ ). То же можно сказать и о повторяемости отложений в виде мокрого снега, хотя и видна небольшая тенденция к росту, но она тоже не значима ( $R^2 = 0,0239$ ). Тест Манна–Кендалла показал, что для 5%-ного уровня значимости все полученные тренды оказались незначимыми. Относительно образования гололеда тренда к увеличению не выявлено, но необходимо отметить, что начиная с 1999 г., когда наблюдалось самое большое количество выпадения замерзающих осадков с отложением гололеда, практически не было ни одного года, когда бы он не наблюдался, в отличие от прошлого века.

Основное внимание в работе уделялось именно высокоинтенсивным явлениям, которые могут приводить к образованию опасных гололедно-изморозевых отложений. В ходе исследования впервые применялся подход фильтрации данных основных наблюдений, с учетом полученных ранее диапазонов температуры воздуха и скорости ветра, характерных для опасных гололедно-изморозевых отложений каждого вида. В ранее опубликованных работах были оценены тренды среднегодового количества дней с гололедом на территории России [11]. В целом для атлантической Арктики был получен слабый отрицательный тренд ( $-0,2$  дней/год) числа дней с замерзающим дождем. Однако для метеорологических станций в районе Обской губы значение тренда располагалось в интервале от  $-0,1$  до  $0,1$  дней в году. Можно предположить, что полученный в данной работе слабopоложительный тренд характерен именно для высокоинтенсивных явлений.

Тенденции современных изменений характеристик гололедно-изморозевых отложений на территории России, полученные с использованием инструментальных наблюдений, по данным доклада об особенностях климата на территории Российской Федерации и научных публикаций, показывают, что для квазиоднородной климатической области атлантической Арктики наблюдается незначимый положительный тренд количества дней с гололедом и значимый тренд количества дней с отложениями мокрого снега [12, 13]. Однако отдельно в районе Обской губы полученные тенденции не имеют четкой направленности, что в целом согласуется с так же незначимыми трендами, полученными в представленной работе.

Наиболее вероятно, что полученные положительные тренды количества метеорологических сроков с изморозью и мокрым снегом, потенциально приводящими к образованию опасных гололедно-изморозевых отложений, связаны с увеличивающейся повторяемостью сочетания относительно высокой температуры воздуха (от  $-10$  до  $0$  °C) и большого влагосодержания воздушных масс в Арктике. Можно ожидать, что текущие изменения климата, вызывающие рост температуры и влагосодержания в Арктике, приведут к росту количества наблюдаемых опасных явлений атмосферного обледенения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе работы было исследовано пространственное распределение случаев атмосферных явлений, приводящих к образованию гололедно-изморозевых отложений. Показано, что на территории Обской губы наиболее часто повторяющимися случаями атмосферного обледенения является кристаллическая изморозь. В среднем по всем станциям доля кристаллической изморози составляет около 70 % от всех

случаев обледенения. На втором месте по числу случаев находится мокрый снег (около 20 %). Оставшиеся 10 % случаев атмосферного обледенения приходятся на гололед и зернистую изморозь.

В холодное время года, с ноября по март, подавляющее количество наблюдаемых на метеорологических станциях случаев обледенения приходится на кристаллическую изморозь. В переходные сезоны наиболее часто выпадает мокрый снег. Гололед и зернистая изморозь образуются довольно редко в течение всего года. Явления погоды, связанные с обледенением, в холодное время года составляют до 30 % всех наблюдаемых на метеорологических станциях случаев атмосферных явлений. Атмосферное обледенение на севере Обской губы (метеостанция имени М.В. Попова) наблюдается и в наиболее теплые месяцы года, где его доля составляет в среднем от 1 до 3 % от общего количества наблюдаемых случаев атмосферных явлений.

По данным срочных наблюдений были выделены метеорологические сроки, во время которых было возможно формирование опасных гололедно-изморозевых отложений. Временные тренды годового количества таких сроков с явлениями гололеда, изморози (и кристаллической, и зернистой) и мокрого снега за период с 1966 г. по настоящее время имеют тенденцию к росту, хотя сами тренды и не значимы.

**Конфликт интересов.** Авторы статьи не имеют конфликта интересов.

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках государственного задания кафедры метеорологии и климатологии МГУ имени М.В. Ломоносова № 121051400081-7 («Погодные и климатические процессы различных пространственно-временных масштабов в условиях антропогенного воздействия»).

**Competing interests.** The authors declare no conflict of interest.

**Funding.** The work was carried out within the framework of the state task of the Department of Meteorology and Climatology of Lomonosov Moscow State University No. 121051400081-7 (“Weather and climatic processes of the various spatio-temporal scales under anthropogenic impact”).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / Под ред. В. М. Катцова; Росгидромет. СПб.: Научное издание, 2022. 676 с.
2. Шакина Н.П., Хоменко И.А., Иванова А.Р., Скриптунова Е.Н. Образование и прогнозирование замерзающих осадков: Обзор литературы и некоторые новые результаты // Труды Гидрометцентра России. 2012. Вып. 348. С. 130–161.
3. Бучинский В.Е. Атлас обледенения проводов. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 114 с.
4. Makkonen L. Models for the growth of rime, glaze, icicles and wet snow on structures // Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. 2000. V. 358. No. 1776. P. 2913–2939.
5. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3. Ч. 1. Л.: Гидрометиздат, 1985. 301 с.
6. Аржанова Н.М., Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н. Специализированный массив данных гололедно-изморозевых явлений для мониторинга климата и климатических исследований // Труды Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации — Мирового центра данных. 2018. № 182. С. 101–110.

7. Леонов И.И., Аржанова Н.М. Метеорологические условия образования гололедно-изморозевых отложений на территории России // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2023. Т. 9. № 1. С. 107–126. doi:10.21513/2410-8758-2023-1-107-126.
8. Kendall M.G. Rank correlation methods. London: Charles Griffin, 1970. 210 p.
9. Mann H. Nonparametric tests against trend // *Econometrica: Journal of the Econometric Society*. 1945. V. 13. P. 245–259. doi: 10.2307/1907187.
10. Семенов Е.К., Соколичина Н.Н., Леонов И.И., Соколичина Е.В. Атмосферная циркуляция над центром Европейской России в период ледяного дождя в декабре 2010 г. // *Метеорология и гидрология*. 2018. № 5. С. 91–101.
11. Groisman P., Bulygina O., Yin X., Vose R., Gulev S., Hanssen-Bauer I., Førland E. Recent changes in the frequency of freezing precipitation in North America and Northern Eurasia // *Environmental Research Letters*. 2016. V. 11. No. 4. P. 045007. doi: 10.1088/1748-9326/11/4/045007.
12. Аржанова Н.М., Коршунова Н.Н. Характеристики гололедно-изморозевых явлений на территории России в условиях современных изменений климата // *Труды Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации — Мирового центра данных*. 2019. № 184. С. 33–44.
13. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2021 год. М.: Росгидромет, 2022. 104 с.

## REFERENCES

1. *Tretij ocenochnyj doklad ob izmenenijah klimata i ih posledstvijah na territorii Rossijskoj Federacii*. The third assessment report on climate change and its consequences on the territory of the Russian Federation. Roshydromet. St. Petersburg: High-tech Technologies, 2022: 676 p. [In Russian].
2. Shakina N.P., Homenko I.A., Ivanova A.R., Skriptunova E.N. Freezing precipitation formation and prediction: literature review and some new findings. *Trudy Gidrometcentra Rossii*. Hydrometeorological Research and Forecasting. 2012, 348: 130–161. [In Russian].
3. Buchinsky V.E. *Atlas obledeneniya provodov*. Atlas of wire icing. Leningrad: Gidrometizdat, 1966: 114 p. [In Russian].
4. Makkonen L. Models for the growth of rime, glaze, icicles and wet snow on structures. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 2000, 358 (1776): 2913–2939.
5. *Nastavleniya gidrometeorologicheskim stancyam i postam*. Instructions for hydrometeorological stations and posts. Issue 3. Part 1. Leningrad: Gidrometizdat, 1985: 301 p. [In Russian].
6. Arzhanova N.M., Bulygina O.N., Korshunova N.N. Specialized data set of glaze and rime phenomena for climate monitoring and climate research. *Trudy VNIIGMI-MCD*. Researches of RIHMI-WDC. 2018, 182: 101–110. [In Russian].
7. Leonov I.I., Arzhanova N.M. Meteorological conditions for the formation of ice accretions in Russia. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2023, 9 (1): 107–126. [In Russian]. doi: 10.21513/2410-8758-2023-1-107-126.
8. Kendall M.G. Rank correlation methods. London: Charles Griffin, 1970: 210 p.
9. Mann H.B. Nonparametric tests against trend. *Econometrica: Journal of the Econometric Society*. 1945, 13: 245–259. doi: 10.2307/1907187.
10. Semenov E.K., Sokolihina N.N., Sokolihina E.V., Leonov I.I. Atmospheric circulation over the center of European Russia during the freezing rain in December 2010. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and hydrology. 2018, 5: 91–102. [In Russian].
11. Groisman P., Bulygina O., Yin X., Vose R., Gulev S., Hanssen-Bauer I., Førland E. Recent changes in the frequency of freezing precipitation in North America and Northern Eurasia. *Environmental Research Letters*. 2016, 11 (4): 045007. doi: 10.1088/1748-9326/11/4/045007.

12. *Arzhanova N.M., Korshunova N.N.* Characteristics of glaze-ice and rime phenomena over the Russian territory under current climate change. *Trudy VNIIGMI-MCD*. Researches of RIHMI-WDC. 2019, 184: 33–44. [In Russian].

13. *Doklad ob osobennostjakh klimata na territorii Rossijskoj Federacii za 2021 god.* Report on climate change in the territory of the Russian Federation for 2021. Moscow: Roshydromet, 2022: 104 p. [In Russian].

ГИДРОЛОГИЯ СУШИ И ГИДРОХИМИЯ  
HYDROLOGY OF LAND AND HYDROCHEMISTRY

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-356-373>  
УДК 551.465.7



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

**Dissolved silicon and nitrogen in glacial rivers and water  
of Blago bay (Russian Arctic, Novaya Zemlya):  
origin, variability and spreading**

*Gennadii V. Borisenko\**, *Alexander A. Polukhin*, *Mikhail V. Flint*  
*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia*

\*[borisenko.gv@ocean.ru](mailto:borisenko.gv@ocean.ru)

**Summary**

Hydrochemical studies of watercourses and the water area of Blagopoluchia bay (Novaya Zemlya, Arctic, Russia) have been carried out. The concentrations of nutrients in rivers and streams are higher than those in the water area of Blagopoluchia bay. It is shown that the concentration of silicon in constantly flowing rivers is 1–13  $\mu\text{M}$ , the concentration of  $\text{NO}_3^-$  — 0.5–8, for small and temporary streams these values are higher and are in the range of 18–46  $\mu\text{M}$  Si, 1–11  $\mu\text{M}$   $\text{NO}_3^-$ . The influence of streams and rivers flowing into Blagopoluchia Bay on the water area of the bay is local and extends to 1 km from the mouth, and does not influence the Kara Sea nutrient content.

**Keywords:** Kara Sea, Novaya Zemlya, nutrient signal, nutrients, river flow, streams.

**For citation:** *Borisenko G.V., Polukhin A.A., Flint M.V.* Dissolved silicon and nitrogen in glacial rivers and water of Blago bay (Russian Arctic, Novaya Zemlya): origin, variability and spreading. Arctic and Antarctic Research. 2023, 69 (3): 356–373. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-356-373>.

Received 20.06.2023

Revised 26.07.2023

Accepted 31.07.2023

**INTRODUCTION**

According to the Arctic Monitoring and Assessment Programme report [1], the rise in the average sea and land surface temperatures in the Arctic was 3 times higher than in any other region of the Earth. Currently, the frequency of events associated with

the exchange of water and ice at the sea-land interface has increased in the Arctic, for example, the intensity of the melting of the Greenland ice sheet has increased [2].

From 1971 to 2019, the annual temperature increase in the surface layer averaged 3.1 °C in the Arctic, and for the northern part of Novaya Zemlya and the northern part of the Barents Sea, the value is 10.6 °C [1]. The retreat of marine-type glaciers in the Novaya Zemlya archipelago has increased in the last 20 years. From the end of the 20th to the beginning of the 21st century the area of glaciers on Novaya Zemlya decreased by 1,000 km<sup>2</sup>, and the volume of ice mass by 380 km<sup>3</sup> [3, 4]. Icelandic researchers have shown that with an increase in the average annual temperature by 1 °C, the intensity of mechanical weathering of rocks affected by the flow of glacial rivers increases from 8 to 30 %, thus suggesting a significant relationship between rock weathering and climate change [5].

In terms of the connection between rivers and aquatic ecosystems, the water areas near the Greenland Ice Sheet are the best studied. For example, the transport of nitrates through snow and ice to the ocean is being studied. The source of nitrates, according to the authors, is microbiological processes occurring on the surface of the ice sheet. For the Kargenvagge tract in northern Sweden (Swedish Lapland) it was shown that crystalline schists can be a source of inorganic forms of nitrogen [6].

In addition, it was possible to identify changes in the silicon cycle in the Arctic ecosystem of the Greenland Ice Sheet; subglacial weathering processes are of great importance as a source of silicon for the ecosystem. [7] and [8] explore the lakes of the Greenland Ice Sheet with different nutrition (snow or glacier). Lakes differ both in nutrient content and in turbidity. All the factors presented affect the species composition of the hydrobionts inhabiting these lakes.

The phenomenon of connection between glaciers, small rivers and the sea for the Russian Arctic has not been studied at all. For many years, certain regions of the Arctic were inaccessible for research. The research program “Ecosystems of the Russian Arctic” ran for 13 years from 2007 to 2018. For the first time, hydrophysical and hydrochemical studies of the adjacent water areas of Novaya Zemlya were made [9, 10].

Rapid changes in the cryosphere affect the productivity of ecosystems [11] and species interactions [12] in the Arctic. Such rapid changes lead to changes in the carbon and greenhouse gas cycle [13, 14]. The unique ecosystems associated with the ice boundary are at risk. The Kara Sea is a marginal sea of the Arctic Ocean, located on the shelf of Eurasia, bordering the Barents Sea in the west, the Laptev Sea in the east, the total sea area is 883 thousand km<sup>2</sup>, 80 % of the sea area is shelf, with an average depth of 127 m, the greatest depth observed in the St. Anna Trench — up to 620 m. The total volume of the Kara Sea is estimated at 112 thousand km<sup>3</sup>. The boundaries of the sea are distinguished both along the coastlines and along the extreme points of the islands of Severnaya Zemlya and Novaya Zemlya.

Novaya Zemlya, a submerged mountain range, is the largest archipelago in the European Arctic consisting of two islands, Severny and Yuzhny. The coastline of Novaya Zemlya is significantly indented by fjord-type bays.

Blagopoluchia Bay (object of current study) is located on the eastern coast of Severny island of Novaya Zemlya. It was discovered in 1921 by a Soviet hydrographic expedition on board the R/V Taimyr. The bay’s length is about 11 km, the width at the entrance is 7 km. Most of the year the bay is covered with ice. In the central part of the bay, the maximum depth reaches more than 170 m. The bay is partially isolated from the Kara Sea by Kamny Island located at the entrance to the bay [15]. The location of Blagopoluchia bay is shown in Figure 1.

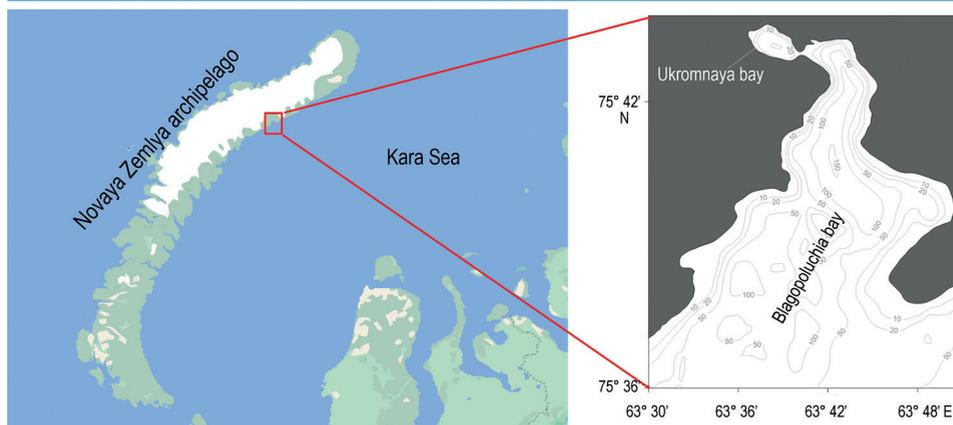


Fig. 1. Scheme of location of Blagopoluchia Bay on the Novaya Zemlya archipelago and in the Kara Sea  
Рис. 1. Схема расположения залива Благополучия на о. Северный, Новая Земля и в Карском море

There is little literature on the ecology of Blagopoluchia Bay. It is known by oxygen and hydrogen isotope methods that the source of desalination in the bay is glacial runoff. In 2007, during an expedition within the project “Ecosystems of the Russian Arctic”, high concentrations of nutrients were detected for the first time in the Blagopoluchia Bay watercourses. The concentration of nitrates was in the range of 1–15  $\mu\text{M}$ , dissolved silicon 22–50  $\mu\text{M}$ . These values were higher than the average concentrations of  $\text{NO}_3^-$  and Si in the adjacent water area of the Kara Sea and aroused interest. Laboratory experiment was carried out. The experiment confirmed that the rocks of Novaya Zemlya can be a source of nutrients in the watercourses [14, 16].

The aim of the current study is to identify common characteristics and differences in the hydrochemical composition of watercourses flowing into Blagopoluchia Bay and determine the degree of influence of watercourses on the water area of Blagopoluchia Bay.

#### MATERIAL AND METHODS

The work is based on hydrochemical data obtained during cruises of the R/V Akademik Mstislav Keldysh and cruises of the R/V Professor Shtokman (Table 1). The open part of Blagopoluchia Bay and Ukromnaya Bay are separated from each other by a narrow bar with 2 m depth [17].

Water samples in the rivers and in the marine part of the Bay were taken with a plastic Niskin and then transferred into specially prepared glass and plastic bottles with screw caps, canned, if necessary, and stored at a low temperature without access to light or in a freezer. Water samples from rivers were preliminarily filtered through Millipore filters with a pore size of 0.45  $\mu\text{m}$ . The water temperature and salinity were measured using a CTD probe SeaBird SBE19plus. The water temperature and salinity during the landings were determined using a portable salt thermometer.

Determination of dissolved silicon was performed by a blue molybdenum complex. Traces of silica are determinable down to 0.28  $\mu\text{M SiO}_3^{2-}$  liter<sup>-1</sup> with an error of  $\pm 3\%$ . Determination of dissolved forms of nitrogen (nitrates) was carried out colorimetrically using the Griess reagent after reduction of nitrates to nitrites in cadmium reducers. The precision of the method is 0.02  $\mu\text{M}$  [18]. Total titratable alkalinity (Alk) was determined by direct titration — the Bruevich method with visual determination of the end point of titration [19].

**Cruises performed by the Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences  
in the course of research under the program “Ecosystems of the Siberian Arctic”**

Таблица 1

**Рейсы, выполненные Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН  
в ходе исследовательской программы «Экосистемы Сибирской Арктики»**

Year	Vessel	Dates of cruises
2007	RV “Akademic Mstislav Keldysh” 54 cruise	05.09–07.10.2007
2013	RV “Professor Shtockman” 125 cruise	Aug–Sept 2013
2014	RV “Professor Shtockman” 128 cruise	26.08–10.10.2014
2016	RV “Akademic Mstislav Keldysh” 66 cruise	11.07–20.08.2016
2017	RV “Akademic Mstislav Keldysh” 69 cruise	22.08–3.10.2017
2018	RV “Akademic Mstislav Keldysh” 72 cruise	16.08–20.09.2018

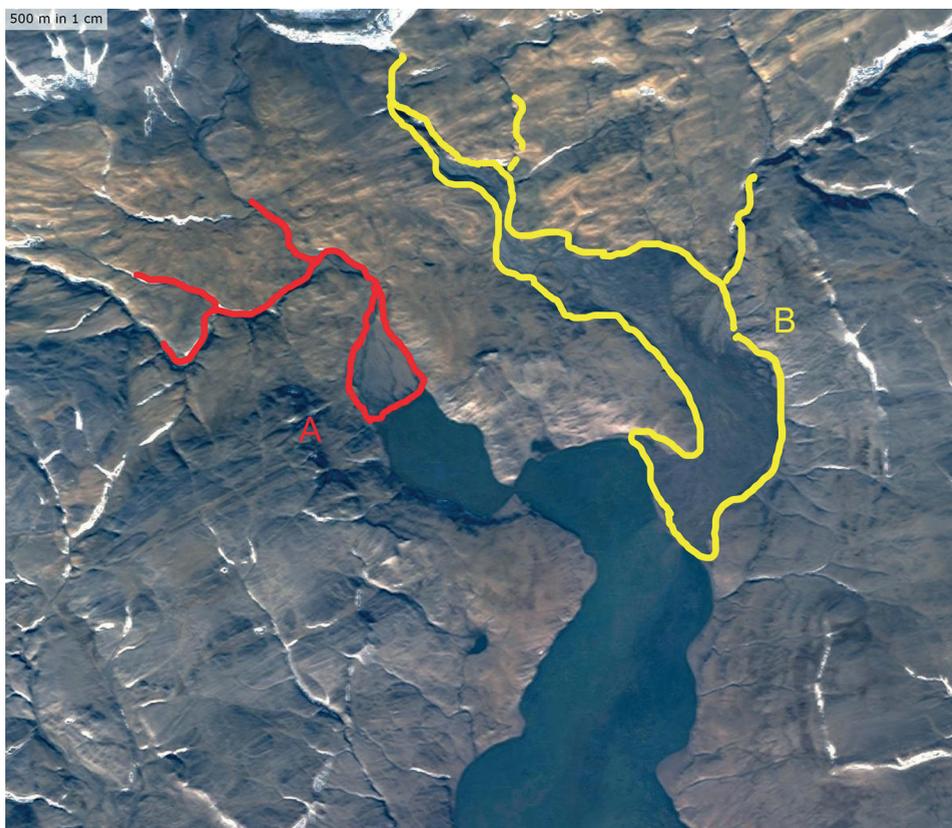


Fig. 2. Rivers flowing into Blagopoluchia Bay. On the left, the red line (A) — the river flowing into Ukromnaya Bay (flows from the Nally Glacier), on the right, the yellow line (B) — Bazoviy spring (a large river)

Рис. 2. Реки, впадающие в залив Благополучия. Красным слева отмечена река Укромная (А), справа желтой линией отмечен ручей Базовый (В)

Water sampling from the rivers (Figure 2) was carried out during landings, water sampling in the open part of the bay was carried out directly from the vessel. The watercourses in Blagopoluchia Bay belonged to 2 main groups — rivers (the Ukromnaya River and the Bazovy Creek, Figure 2) fed by glaciers and small streams that do not have a name,

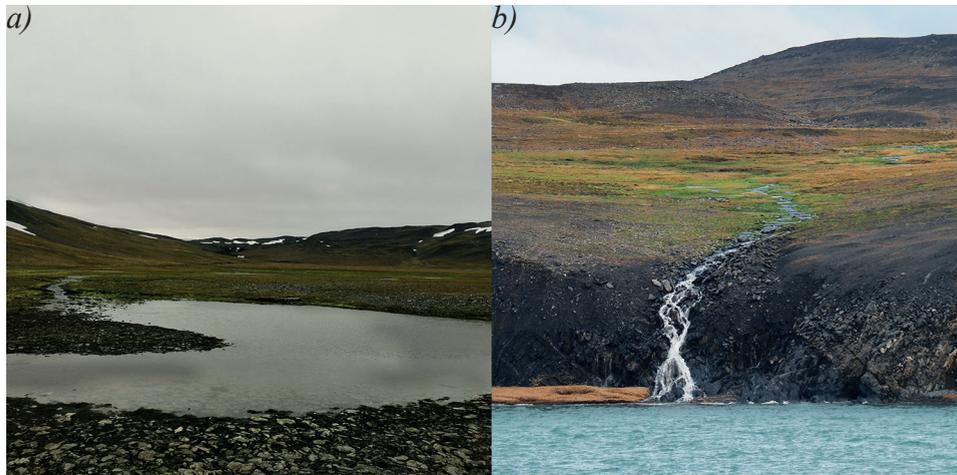


Fig. 3. Two different types of Blagopoluchia Bay watercourses: rivers (a) and small creeks (b) photographed by the author

Рис. 3. Два различных типа водотоков, впадающих в залив Благополучия: реки (a) и мелкие ручьи (b), фотографии автора

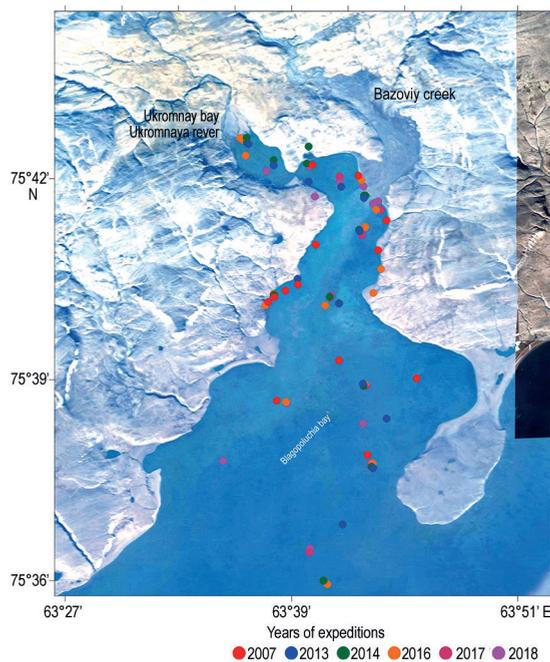


Fig. 4. Layout of stations in Blagopoluchia Bay

Рис. 4. Расположение станций на берегу и в акватории залива Благополучия

fed mainly by snow, the difference between the two types of watercourses is shown in Figure 3. Location of the sampling places look at figure 4.

Previously, it was shown that the chemical composition of the watercourses in the bays of Novaya Zemlya is formed as a result of leaching of chemical elements from rocks. The main nutrient elements entering the water area of Blagopoluchia Bay with watercourses (according to the results of laboratory experiments) are dissolved silicon and the nitrate form of nitrogen.

## RESULTS AND DISCUSSION

### Variability of the hydrochemical parameters of the rivers and streams in Blagopoluchia Bay

The concentrations of dissolved silicon in the watercourses of Blagopoluchia Bay in 2007 were in the range from 22  $\mu\text{M}$  to 50  $\mu\text{M}$ , in 2013 this range was 6.4–38.3  $\mu\text{M}$ , in 2014 5.3–26.8, in 2016 23–36  $\mu\text{M}$ , in 2017 the concentration range was 10–46  $\mu\text{M}$ , in 2018 11–33  $\mu\text{M}$ .

The concentrations of nitrate nitrogen in the watercourses of Blagopoluchia Bay in 2007 ranged from 1  $\mu\text{M}$  to 15  $\mu\text{M}$ , in 2013 this range was 3.04–8.14  $\mu\text{M}$ , 2014 1.86–5.5, 2016 3.7–11.2  $\mu\text{M}$ , in 2017 the concentration range was 0.1–3.1  $\mu\text{M}$ , in 2018 1–15  $\mu\text{M}$ . Graphically, the data is presented in Figures 5 and 6, the boundaries of the bars show the minimum and maximum values, the line in the middle of the bars shows the average value.

A series of experiments were conducted with the shales forming the bedrock of the glacial streams. The aim of the experiments was to identify the possibility of leaching

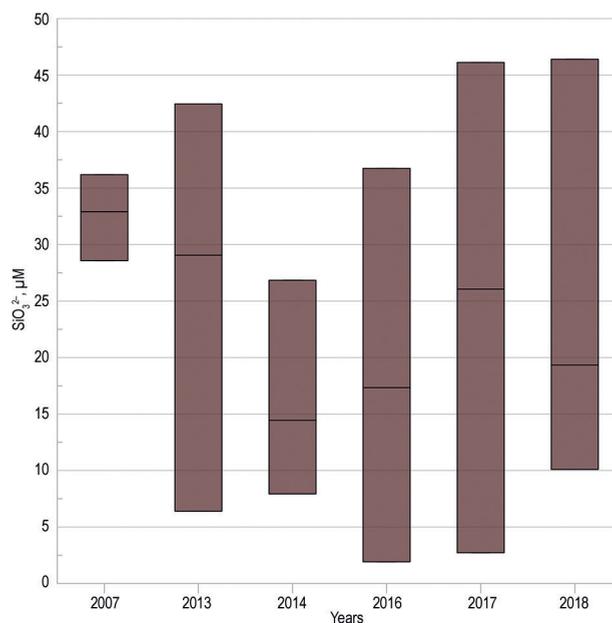


Fig. 5. Silicon concentrations ranges in the watercourses of Blagopoluchia Bay, 2007–2018

Рис. 5. Концентрации кремния в водотоках залива Благополучия, линией показано среднее значение, 2007–2018 гг.

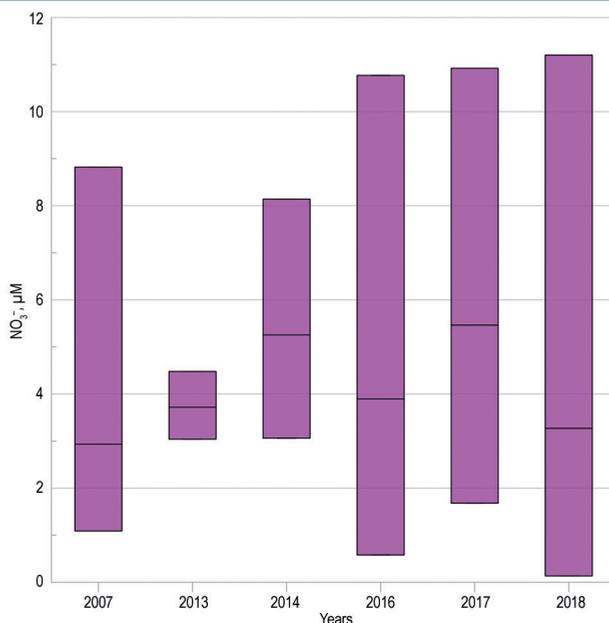


Fig. 6. Nitrates concentrations ranges in the watercourses of Blagopoluchia Bay, 2007–2018

Рис. 6. Концентрации нитратного азота в водотоках залива Благополучия, линией показано среднее значение, 2007–2018 гг.

nutrients from various rocks. The leaching experiments are described in [13, 16], the main result of these experiments being the proven possibility of leaching silicon and nitrogen from rocks. In addition, not only was the possibility of leaching biogenic elements proved, but also the leaching rate was calculated, which was  $1.6 \mu\text{M SiO}_3^{2-} \cdot \text{m}^2/\text{day}$ , for nitrate nitrogen ( $\text{NO}_3^-$ ) this value was at the level of  $0.4 \mu\text{M} \cdot \text{m}^2/\text{day}$  [13, 16].

The concentrations of silicon and nitrogen reached the highest values in 2016–2018, they were also significant in 2007. There are two different type of watercourses: *small and temporary* watercourses or *comparably larger and constantly flowing*. Stream sampling points are plotted on the Blagopoluchia Bay map; the values next to the points represent the concentrations of dissolved silicon and nitrates (Figures 7, 8). The average values of nutrient concentrations in watercourses of different types are given in Table 2. A diagram of the silicon content and total alkalinity (Figure 9) of the watercourses show that the waters of constantly flowing rivers Ukromnaya and the Bazovy stream on average contain a smaller amount of dissolved silicon and nitrate nitrogen than the small and temporary watercourses.

Table 2

**Comparison of concentrations of dissolved silica, nitrates in small watercourses and rivers**

Таблица 2

**Сравнение концентраций растворенного кремния, нитратного азота в малых и больших водотоках**

Rivers (Ukromnaya, Bazoviy)	Small watercourses (streams)
1–13 $\mu\text{M SiO}_3^{2-}$ STDev 3.77	18–46 $\mu\text{M SiO}_3^{2-}$ STDev 8.09
0.5–8.14 $\mu\text{M NO}_3^-$ STDev. 2.1	1.15–11.2 $\mu\text{M NO}_3^-$ STDev 3.14

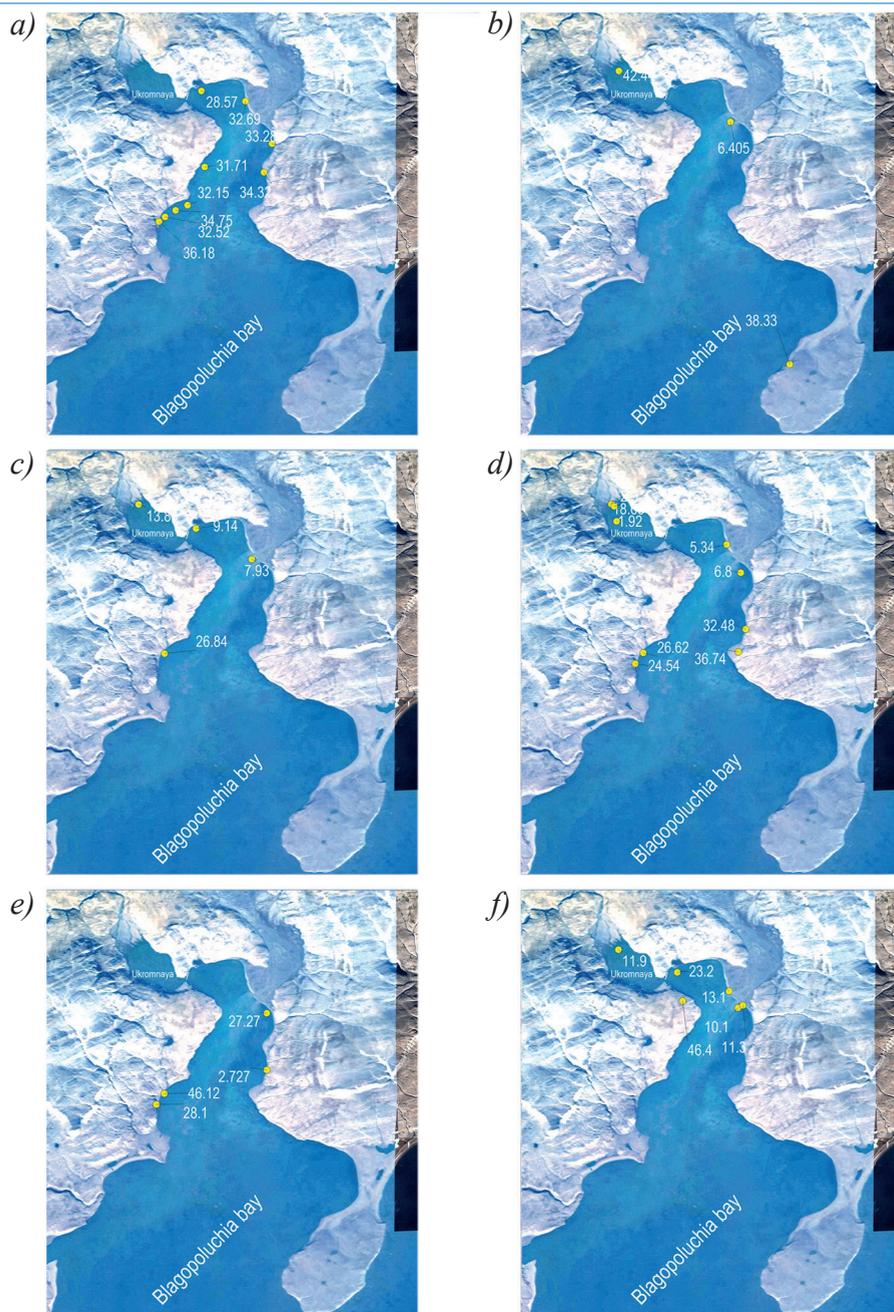


Fig. 7. Map of the distribution of dissolved silicon concentrations in the watercourses of Blagopoluchiya Bay (2007–2018). Yellow circles indicate sampling locations. Letter indices mark the years of observation: a) 2007, b) 2013, c) 2014, d) 2016, e) 2017, f) 2018

Рис. 7. Карта распределения концентраций растворенного кремния в водотоках залива Благополучия (2007–2018). Желтыми кругами отражено местоположение отбора проб. Буквенными индексами отмечены годы наблюдений: a) 2007, b) 2013, c) 2014, d) 2016, e) 2017, f) 2018

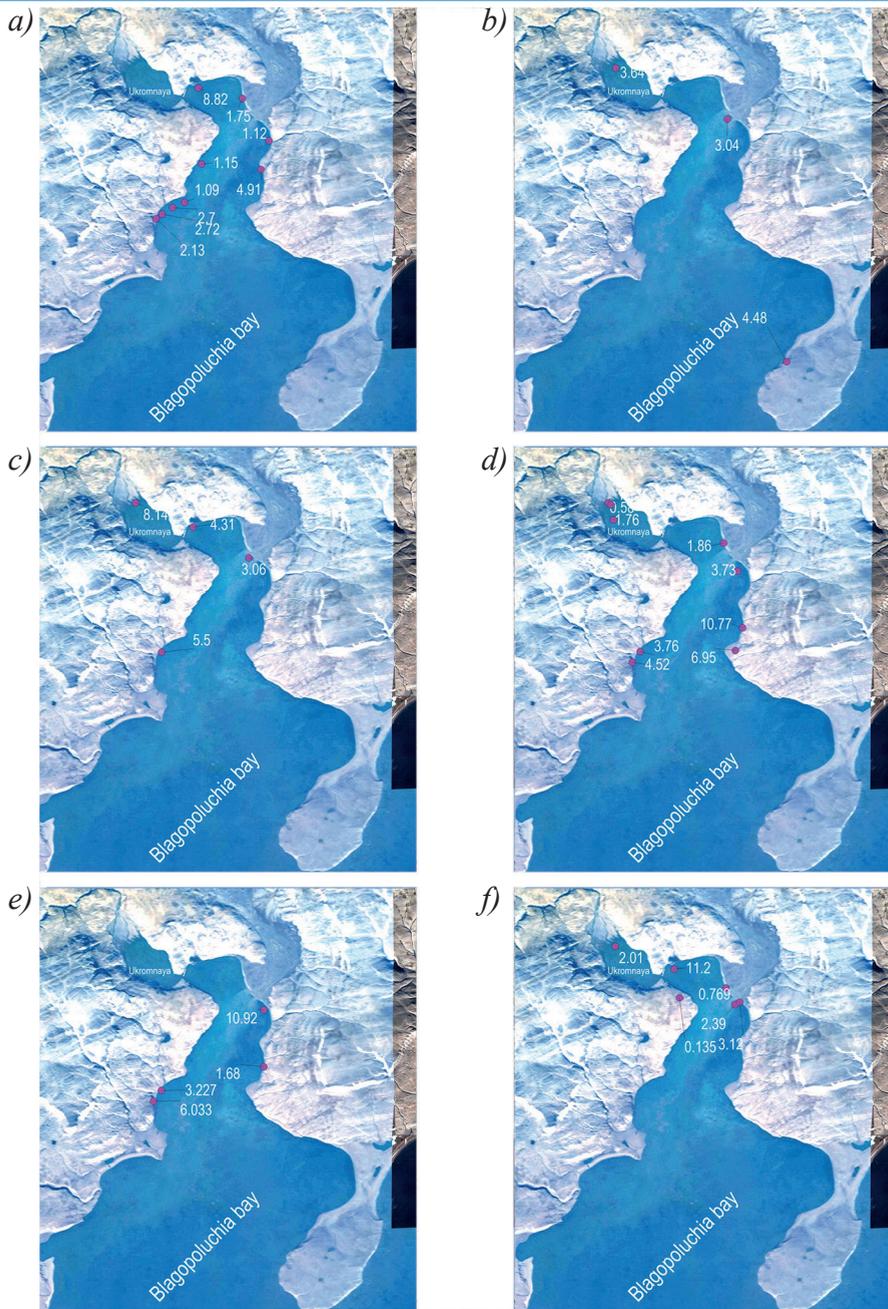


Fig. 8. The map of nitrate nitrogen concentrations in watercourses of Blagopoluchia Bay (2007–2018). Magneta circles indicate sampling locations. Letter indices mark the years of observation: a) 2007, b) 2013, c) 2014, d) 2016, e) 2017, f) 2018

Рис. 8. Карта распределения концентраций нитратного азота в водотоках залива Благополучия (2007–2018). Розовыми кругами отражено местоположение отбора проб. Буквенными индексами отмечены годы наблюдений: a) 2007, b) 2013, c) 2014, d) 2016, e) 2017, f) 2018

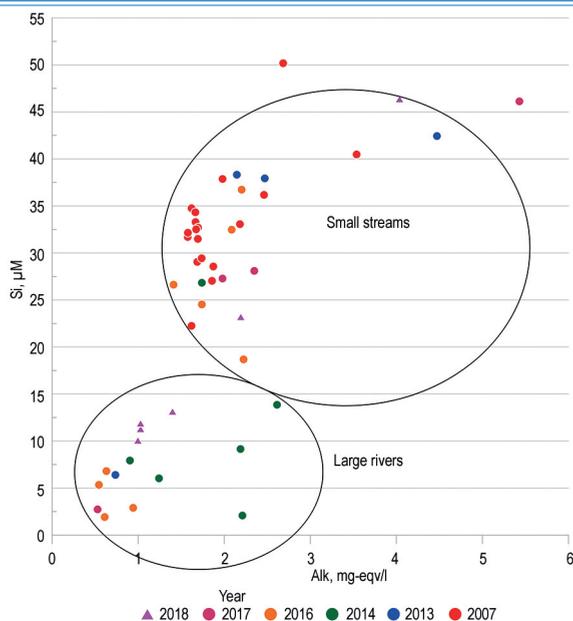


Fig. 9. The Alk-Si Diagram for the watercourses of Blagopoluchia Bay (2007–2018)

Рис. 9. Диаграмма общей щелочности – концентрации кремния для водотоков залива Благополучия (2007–2018)

Also, the parameter of the total alkalinity range in the rivers is 1 – 1.1 mg-eq/l, for the small and temporary watercourses  $\text{Alk} = 1.8^{-2}$  mg-eq/l.

The results of a study conducted in Templefjord (Svalbard) are largely similar to those of the current work. The main rock in Templefjord Bay is limestone, with which a nutrient leaching experiment was also carried out. It is shown that, on average, limestone releases  $1.6 \mu\text{M SiO}_3^{2-} \cdot \text{m}^2/\text{day}$  and  $5 \mu\text{M NO}_3^- \cdot \text{m}^2/\text{day}$ . In addition, according to the authors (Pogojeva), the main source of biogenic elements in the Templefjord is rivers containing  $46\text{--}58 \mu\text{M SiO}_3^{2-}$ ,  $\mu\text{M } 5\text{--}9 \mu\text{M NO}_3^-$ . Also, a significant source of nutrients is the abrasive slopes of a recently retreating glacier, the waters of which contain  $55 \mu\text{M Si}$ ,  $2 \mu\text{M NO}_3^-$  [14, 20].

According to several authors [21, 22], the concentration of nutrients (N, Si, P) and metals (Fe, Mn) in watercourses is determined by the rock underlying the catchment area of the watercourse. For the most silicon-rich rivers of the Greenland Ice Sheet (concentration up to  $500 \mu\text{M}$ ), the main rock underlying the watershed is basalt, and gneisses are also represented. According to our data, the rivers of Novaya Zemlya contain a smaller amount of nutrients, which may be associated with another rock of metamorphic origin, ankeritilite schist.

The average value of the concentrations of dissolved silicon in the rivers flowing from the Greenland Ice Sheet is  $26 \mu\text{M}$ , while the maximum value is  $540 \mu\text{M}$ , the average concentration of nitrate nitrogen, conversely, is lower for the rivers of the Greenland Ice Sheet — it is at the level of  $2.5 \mu\text{M}$ . Measurements in the glacier-fed Saqqap Sermersua River showed that the Si:N:P ratio was 112:8:1, which is different from the standard 15:16:1 stoichiometric ratio typical of diatoms. Thus, melt water flowing from glaciers cannot be a significant source of nutrients [23].

### Hydrochemical characteristics in the marine area of Blagopoluchia Bay

The Kara Sea belongs to oligotrophic seas [11, 24], whose nutrient concentrations are significantly lower than those both in bays and in the glacial watercourses of Novaya Zemlya [13, 16, 27].

Sections showing a spatial distribution of silicon and nitrates are given in Figures 10, 11. Using these sections, one can determine the range of influence of the source of nutrient elements and the depth of the layer with elevated (compared to the open Kara Sea) concentrations of nitrate nitrogen and dissolved silicon.

The vertical distribution of nutrient concentrations in Blagopoluchia Bay in 2007–2018 is as follows: the surface layer is enriched in nutrients in the area of Ukromnaya Bay and the adjacent water area, the thickness of the enriched layer (relative to the average concentrations of the Kara Sea) is 10–15 meters. On average, the concentration of nutrients

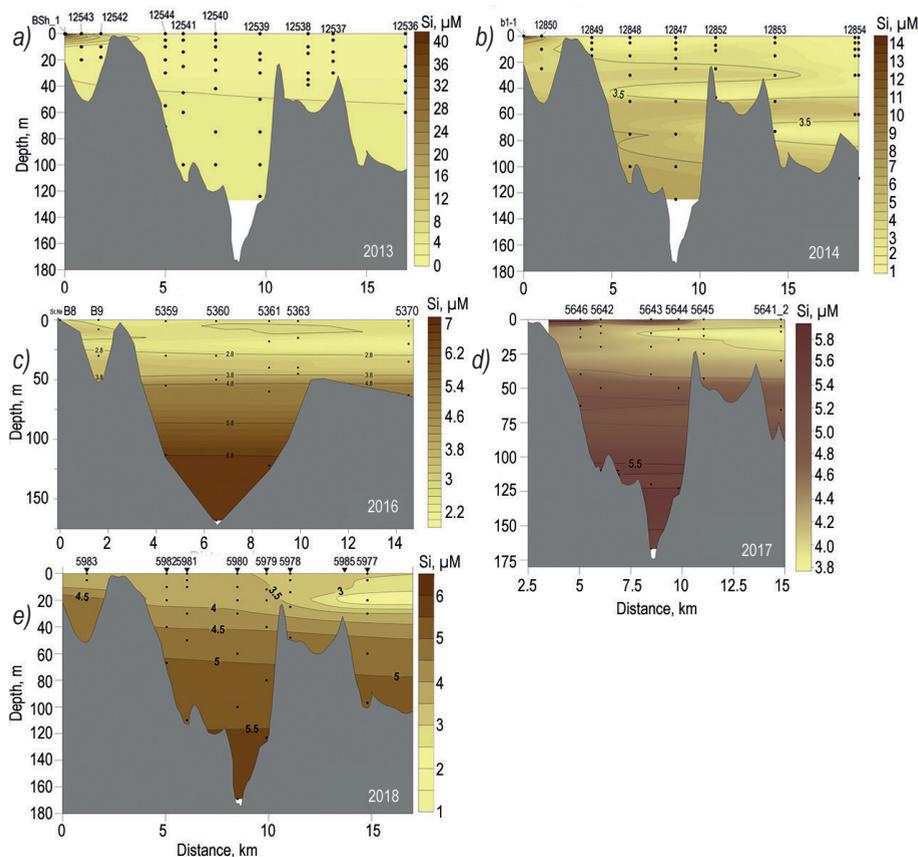


Fig. 10. Hydrochemical sections across Blagopoluchia Bay, letter indices indicate different years of observations: *a)* 2013, *b)* 2014, *c)* 2016, *d)* 2017, *e)* 2018. The highest concentrations of dissolved silicon were found in the upper 10–15 m water layer, in Ukromnaya Bay and at the outlet of Ukromnaya Bay. This pattern is most clearly visible in figures *a)*, *b)*, *d)* and *e)*

Рис. 10. Гидрохимический разрез через залив Благополучия, буквенные индексы означают различные годы наблюдений: *a)* 2013, *b)* 2014, *c)* 2016, *d)* 2017, *e)* 2018. Высокие концентрации кремния локализованы в верхних 10–15 м, в бухте Укромная и на выходе из бухты Укромная. Эта закономерность наиболее хорошо видна на рисунках *a)*, *b)*, *d)* и *e)*

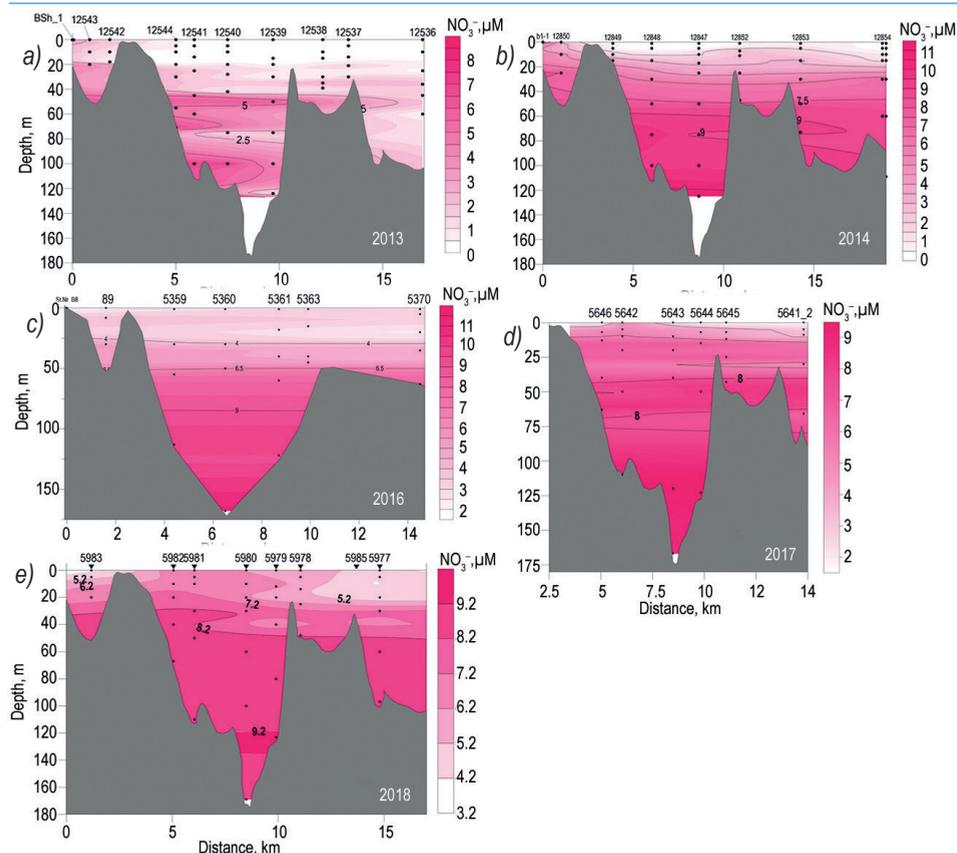


Fig. 11. Hydrochemical section through Blagopoluchiya Bay, letter indices indicate different years of observations: *a)* 2013, *b)* 2014, *c)* 2016, *d)* 2017, *e)* 2018. High levels of nitrate nitrogen are localized in the upper 10–15 m, in Ukromnaya Bay and at the exit from Ukromnaya Bay. This pattern is especially clearly visible in Figure *a)*. An interesting observation is the presence of relatively high concentrations of nitrate nitrogen in the upper layer in the middle part of the bay in figures *d)*, *e)*

Рис. 11. Гидрохимический разрез через залив Благополучия, буквенные индексы означают различные годы наблюдений: *a)* 2013, *b)* 2014, *c)* 2016, *d)* 2017, *e)* 2018. Высокие нитратного азота локализованы в верхних 10–15 м, в бухте Укромная и на выходе из бухты Укромная. Эта закономерность особенно хорошо видна на рисунке *a)*. Интересным наблюдением является наличие относительно высоких концентраций нитратного азота в верхнем слое в средней части залива на рисунках *d)* и *e)*

in Ukromnaya Bay is higher than in Blagopoluchia Bay. Usually the concentration increases with the depth to the values 4–5  $\mu\text{M}$  Si, 2–9  $\mu\text{M}$   $\text{NO}_3^-$ .

The average concentration of dissolved silicon in the upper layer of Ukromnaya Bay (the inner part of Blagopoluchia Bay) is 6–10  $\mu\text{M}$ ; for dissolved nitrates, this value is in the range of 4–6  $\mu\text{M}$ . Further, from Ukromnaya Bay towards the Kara Sea, the concentration of dissolved silicon and nitrate nitrogen in the upper 10–15 m layer decreases, reaching concentrations close to analytical zero in the outer part of the bay (normal values for the Kara Sea). See Figure 10, 11.

In 2013, the content of silicon in the waters of Blagopoluchia Bay was in the range from 2 to 36  $\mu\text{M}$ , the highest content of silicon was observed in Ukromnaya Bay, near

the source (Ukromnaya River). Outside Ukromnaya Bay, the content of dissolved silicon was 0–2  $\mu\text{M}$ ; towards the depth, the content of silicon increased and at a depth of 40 meters it was 6  $\mu\text{M}$ . In 2014, the silicon content in the waters of Blagopoluchia Bay ranged from 0 to 6  $\mu\text{M}$ , reaching a maximum in Ukromnaya Bay; in the upper 20 m water layer, the silicon concentration reaches 3.5  $\mu\text{M}$ , increasing to 6  $\mu\text{M}$  with depth. The maximum of dissolved silicon in 2016 was also observed in Ukromnaya Bay (up to 4  $\mu\text{M}$ ), in the upper 10–15 m water layer the concentration of dissolved silicon reached 2  $\mu\text{M}$ , with depth it increased to 7  $\mu\text{M}$ . In 2017, the concentration of dissolved silicon was in the range of 3 to 6  $\mu\text{M}$ , reaching a maximum in the surface waters of Blagopoluchia Bay and below the pycnocline. In 2018, in the surface layer of Blagopoluchia Bay the concentration of dissolved silicon was 4  $\mu\text{M}$  in the secluded and northern parts of Blagopoluchia Bay; in the outer part of the bay, it was close to analytical zero. The maximum of dissolved silicon in 2018 was observed at a depth of 120–140 m.

The upper 10–15 m water layer in all the years of observation contains 0–1  $\mu\text{M}$  of nitrate nitrogen, at the same time, in 2013, 2014, 2016, an increased concentration of nitrate nitrogen of 4  $\mu\text{M}$  is observed in Ukromnaya Bay, in the northern part of the bay outside Ukromnaya Bay, the concentration of nitrate nitrogen in the upper 10–15 meters it reaches 2  $\mu\text{M}$ , with depth the concentration of nitrate nitrogen increases to 9  $\mu\text{M}$ . All the hydrochemical sections across Blagopoluchia Bay are shown in Figures 10, 11.

#### Distance of influence of watercourses in Blagopoluchia Bay

The distance of nutrient signal spreading from the watercourses flowing into Blaopoluchia Bay is different and has its own patterns. It can be seen from the sections across Blagopoluchia Bay that the nutrient signal can be detected most often inside Ukromnaya Bay, or in the northern part of the bay at the exit from Ukromnaya bay. The range of penetration of river waters into the water area of the bay was determined by us according to the literature data: in the Kara Sea, the average concentration of dissolved silicon is 4–5 micromoles, according to some authors who have previously studied the Kara Sea, it is silicon that is a marker of river waters. Thus, the boundary of the influence of river waters was determined by us as a silicon content of more than 5 micromoles (average concentration in the west Kara Sea) [25]. The table below shows the values of the propagation distances of the nutrient signal in Blagopoluchia Bay in different years. See distances in Table 3.

Table 3

#### Distance of the nutrient signal spreading in Blagopoluchia Bay (2013–2018)

Таблица 3

#### Расстояние распространения биогенного сигнала в заливе Благополучия (2013–2018)

Year	Distance of nutrient signal spreading, km
2013	1 km, in Ukromnaya bay
2014	1 km, in Ukromnaya bay
2016	1 km, in Ukromnaya bay
2017	10 km, central part of Blagopoluchia Bay
2018	7 km, northern part of Blagopoluchia Bay

In our opinion, there are several reasons why the watercourses affect only Ukromnaya Bay (see 2013–2016): 1) features of the bottom orography that prevent free advection of waters from Ukromnaya Bay. Ukromnaya Bay and the main water area of Blagopoluchia Bay are

separated by shallow water with a depth of 0.5 meters. 2) features of the circulation of waters in Blagopoluchia Bay [26]. The main finding is that the waters from the Kara Sea flow along the eastern coast and exit the bay along the western coast of Blagopoluchia Bay. Most likely, in the course of this circulation, advection of waters from the Kara Sea occurs, which interferes with the detection of the nutrient signal at the outer part of Blagopoluchia Bay.

According to the literature data available for the fjords of the Greenland Ice Sheet, the distance of influence of the watercourses is determined by the fjord boundary. For the Godthab fjord, the nutrient signal is visible at a distance of 20 km, which is primarily determined by the difference in the location of the mouths of the watercourses. For Young Sound Fjord, the distance of source influence (increased silicon concentrations) is also 20 km [23]. The depth of the influence of the watercourse reaches 10–15 m and is within the plume distributed in the surface part of the section. These facts are consistent with the data on the bays of Novaya Zemlya.

At the same time, the lack of response from the Greenland fjord ecosystem [23] in terms of the lack of growth in primary production is worth noting. Turbidity is the reason for the lack of primary production. Turbidity determines the availability of light to primary producers. According to modern data, the primary productivity for the bays of Novaya Zemlya is often lower than that of the adjacent water area of the Kara Sea. However, there is no restriction on nutrients. Thus, according to our data, the nutrient influence of watercourses on the water area of the Kara Sea is local and does not occur beyond the boundaries of Blagopoluchia Bay.

## CONCLUSION

Within the framework of the project “Ecosystems of the Russian Arctic”, a study was made of the influence of watercourses of glacial origin in Blagopoluchia Bay (archipelago Novaya Zemlya) on the spatial variability of nutrients and the hydrochemical structure of waters.

Watercourses are a significant source of biogenic elements for Blagopoluchia Bay. Small and temporary streams bring more nutrients to Blagopoluchia Bay than the large and constantly flowing ones. The structure of the waters is influenced both by the streams themselves and by the general morphology of the bay. Blagopoluchia Bay contains a semi-closed Ukromnaya bay, which accumulates nutrients from the incoming river water.

The distance of the influence of the watercourses on the hydrochemical structure of the bay is also a variable value; according to our observations, it ranged from 1 km to 7 km; the watercourses' influence is local and they do not bring nutrients to the Kara Sea.

**Competing interests.** The author states that there are no competing interests between the co-authors.

**Funding.** The work was supported by the state task of the Institute of Oceanology RAS FMWE-2021-0007.

**Acknowledgments.** The team of authors would like to thank the staff of the laboratory of biohydrochemistry of the Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences and the crew of the research vessel “Akademik Mstislav Keldysh” for their assistance in the implementation of the current study.

**Конфликт интересов.** Автор декларирует, что конфликт интересов с соавторами отсутствует.

**Финансирование.** Работа финансирована за счет государственного задания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН FMWE-2021-0007.

**Благодарности.** Автор выражает благодарность коллегам лаборатории био-гидрохимии Института океанологии РАН и команде НИС «Академик Мстислав Келдыш» за их помощь и содействие работе.

## REFERENCES

1. *de Wit C. A., Vorkamp K., Muir D.* Influence of climate change on persistent organic pollutants and chemicals of emerging concern in the Arctic: state of knowledge and recommendations for future research. *Environmental Science: Processes & Impacts*. 2022, 24 (10): 1530–1543.
2. *Husserr R., Levasseur M., Lizotte M., Tremblay J.-E., Mol J., Thomas H., Gosselin M., Starr M., Miller L.A., Jarniková T., Schuback N., Mucci A.* Impact of ocean acidification on Arctic phytoplankton blooms and dimethyl sulfide concentration under simulated ice-free and under-ice conditions. *Biogeosciences*. 2017, 14 (9): 2407–2427.
3. *Carr J. R., Stokes C., Vieli A.* Recent retreat of major outlet glaciers on Novaya Zemlya, Russian Arctic, influenced by fjord geometry and sea-ice conditions. *Journal of Glaciology*. 2014, 60 (219): 155–170.
4. *Koryakin V.* Glaciers of Novaya Zemlya in the 20th century and global warming. *Priroda*. Nature. 2013, 1: 42–48. [In Russian].
5. *Gislason S.R., Oelkers E.H., Eiriksdottir E.S., Kardjilov M.I., Gisladottir G., Sigfusson B., Snorrason A., Elefsen S., Hardardottir J., Torssander P., Oskarsson N.* Direct evidence of the feedback between climate and weathering. *Earth and Planetary Science Letters*. 2009, 277 (1–2): 213–222.
6. *Dixon J.C., Campbell S.W., Durham B.* Geologic nitrogen and climate change in the geochemical budget of Kärkevagge, Swedish Lapland. *Geomorphology*. 2012, 167: 70–76.
7. *Bamber J., van den Broeke M., Ettema J., Lenaerts J., Rignot E.* Recent large increases in freshwater fluxes from Greenland into the North Atlantic. *Geophysical Research Letters*. 2012, 39 (19): L19501.
8. *Wadham J.L., Hawkings J., Telling J., Chandler D., Alcock J., O'Donnell E., Kaur P., Bagshaw E., Tranter M., Tedstone A., Nienow P.* Sources, cycling and export of nitrogen on the Greenland Ice Sheet. *Biogeosciences*. 2016, 13 (22): 6339–6352.
9. *Flint N., Zatsepin A., Kucheruk N., Poyarkov S., Rimskii-Korsakov N.* Multidisciplinary studies of the ecosystem of the Kara Sea: Cruise 54 of R/V Akademik Mstislav Keldysh. *Oceanology*. 2008, 48 (6): 883–887.
10. *Flint M.V., Poyarkov S.G., Rimsky-Korsakov N.A.* Ecosystems of the Russian Arctic-2015 (63rd cruise of the research vessel Akademik Mstislav Keldysh). *Oceanology*. 2016, 56 (3): 459–461.
11. *Mosharov S.A., Demidov A.B., Simakova U.V.* Peculiarities of the primary production process in the Kara Sea at the end of the vegetation season. *Oceanology*. 2016, 56: 84–94.
12. *Zalota A.K., Spiridonov V.A., Vedenin A.A.* Development of snow crab *Chionoecetes opilio* (Crustacea: Decapoda: Oregonidae) invasion in the Kara Sea. *Polar Biology*. 2018, 41: 1983–1994.
13. *Polukhin A., Makkaveev P., Miroshnikov A., Borisenko G., Khlebopashev P.* Leaching of inorganic carbon and nutrients from rocks of the Arctic archipelagos (Novaya Zemlya and Svalbard). *Russian Journal of Earth Sciences*. 2021, 21 (4): 1–15. doi: 10.2205/2021ES000758.
14. *Pogojeva M., Polukhin A., Makkaveev P., Staalstrøm A., Berezina A., Yakushev E.* Arctic Inshore Biogeochemical Regime Influenced by Coastal Runoff and Glacial Melting (Case Study for the Templefjord, Spitsbergen). *Geosciences*. 2022, 12 (1): 44. <https://doi.org/10.3390/geosciences12010044>
15. *Boyarsky P., Burlakov Y.* *Arhipelag Novaia Zemlia*. Archipelago Novaya Zemlya. Moscow: Paulsen, 2019: 600 p. [In Russian].
16. *Makkaveev P.N., Polukhin A.A., Khlebopashev P.V.* The surface runoff of nutrients from the coasts of Blagopoluchiya bay of the Novaya Zemlya Archipelago. *Oceanology*. 2013, 53: 539–546.

17. Evgenov N.I. *Lotsiya Karskogo moria i Novoi Zemli*. Sailing directions of the Kara sea and Novaya Zemlya archipelago. Leningrad: Inst. Sevmorput, 1930: 181 p. [In Russian].
18. Zini Q., Buldini P.L., Morettini L. Rapid determination of dissolved silica in natural waters. *Microchemical journal*. 1985, 32 (2): 148–152.
19. Pavlova G.Y., Tishchenko P.Y., Volkova T.I., Dickson A., Wallmann K. Intercalibration of Bruevich's method to determine the total alkalinity in seawater. *Oceanology*. 2008, 48: 438–443.
20. Pogojeva M., Yakushev E., Ilinskaya A., Polukhin A., Braaten H.-F., Kristiansen T. Experimental study of the influence of thawing permafrost on the chemical properties of sea water. *Russian Journal of Earth Sciences*. 2018, 18 (5): 1–6.
21. Bhatia M., Kujawinski E., Das S., Breier C., Henderson P., Charette M. Greenland meltwater as a significant and potentially bioavailable source of iron to the ocean. *Nature Geoscience*. 2013, 6 (4): 274–278.
22. Finzi A.C., Austin A., Cleland E.E., Frey S., Houlton B.Z., Wallenstein M.D. Responses and feedbacks of coupled biogeochemical cycles to climate change: Examples from terrestrial ecosystems. *Frontiers in Ecology and the Environment*. 2011, 9 (1): 61–67.
23. Meire L., Meire P., Struyf E., Krawczyk D., Arendt K., Yde J., Juul-Pedersen T., Hopwood M., Rysgaard S., Meysman F. High export of dissolved silica from the Greenland Ice Sheet. *Geophysical Research Letters*. 2016, 43 (17): 9173–9182.
24. Demidov A.B., Mosharov S.A., Makkaveev P.N. Evaluation of the influence of abiotic and biotic factors on primary production in the Kara Sea in autumn. *Oceanology*. 2015, 55: 535–546.
25. Makkaveev P.N., Stunzhas P.A., Mel'nikova Z.G., Khlebopashev P.V., Yakubov Sh.Kh. Hydrochemical characteristics of the waters in the western part of the Kara Sea. *Oceanology*. 2010, 50: 688–697.
26. Nedospasov A.A., Poyarkov S.G. Features of the hydrophysical structure and water transfer in the bays of the Northern Island of Novaya Zemlya. *Modern Methods and Means of Oceanological Research, conference materials*. 2021: 115–120.

Г.В. Борисенко\*, А.А. Полухин, М.В. Флинт

**Растворенный кремний и нитратный азот  
в ледниковых водотоках и акватории залива Благополучия  
(Российская Арктика, Новая Земля):  
происхождение, изменчивость и распространение биогенного сигнала**

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

\*borisenko.gv@ocean.ru

**Резюме**

Проведены гидрохимические исследования водотоков и акватории бухты Благополучия (Новая Земля, Арктика, Россия). Концентрации биогенных элементов в реках и ручьях выше, чем в акватории бухты Благополучия. Показано, что концентрация кремния в постоянно текущих реках составляет 1–13  $\mu\text{M}$ , концентрация  $\text{NO}_3^-$  — 0,5–8, для малых и временных водотоков эти значения выше и находятся в пределах 18–46  $\mu\text{M}$   $\text{SiO}_3^{2-}$ , 1–11  $\mu\text{M}$   $\text{NO}_3^-$ . Влияние ручьев и рек, впадающих в залив Благополучие, на акваторию залива носит локальный характер и распространяется до 1 км от устья. Разгрузка водотоков, богатых биогенными элементами, не влияет на содержание биогенных элементов в Карском море. Возможной причиной локального влияния водотоков на акваторию залива Благополучия является рельеф дна, морфология залива и ветровая обстановка на момент измерений.

**Ключевые слова:** биогенные элементы, биогенный сигнал, водотоки, Карское море, Новая Земля, речной сток.

**Для цитирования:** *Borisenko G.V., Polukhin A.A., Flint M.V.* Dissolved silicon and nitrogen in glacial rivers and water of Blago bay (Russian Arctic, Novaya Zemlya): origin, variability and spreading // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 3. С. 356–373. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-356-373>.

Поступила 20.06.2023

После переработки 26.07.2023

Принята 31.07.2023

**РАСТВОРЕННЫЙ КРЕМНИЙ И НИТРАТНЫЙ АЗОТ  
В ЛЕДНИКОВЫХ ВОДОТОКАХ И АКВАТОРИИ ЗАЛИВА БЛАГОПОЛУЧИЯ  
(РОССИЙСКАЯ АРКТИКА, НОВАЯ ЗЕМЛЯ):  
ПРОИСХОЖДЕНИЕ, ИЗМЕНЧИВОСТЬ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ  
БИОГЕННОГО СИГНАЛА  
(РАСШИРЕННЫЙ РЕФЕРАТ)**

**ВВЕДЕНИЕ**

Согласно данным международной программы мониторинга и оценки Арктики (АМАР)\*, повышение температуры в Арктике идет в 3 раза быстрее, чем в остальных регионах Земли. Интенсивность таяния ледников выросла в Гренландии и в Исландии. Для Новой Земли повышение средней температуры составило 3,1 °С с 1971 г. Стремительное повышение температуры в Арктике увеличило общий уровень таяния ледников, например, на Новой Земле. Сокращение ледников на Новой Земле составило 1000 км<sup>2</sup>, а сокращение общего объема 380 км<sup>3</sup>. Вода, образующаяся в результате таяния ледников, вызывает каскад изменений в экосистеме, например, механический и химический сток в реках Исландии за последние 40 лет вырос на 30 %. В то же время усиливается привнос реками азота (показано на примере Северной Швеции), металлов, растворенного кремния (на примере Гренландии). В Российской Арктике влияние увеличения стока рек на акватории Северного Ледовитого океана остается неизученным. Институтом океанологии РАН были произведены исследования Карского моря и Новой Земли в рамках программы «Экосистемы Российской Арктики», которая длилась с 2007 по 2018 г. Данные, полученные в этих экспедициях, вошли в текущий материал. Предыстория работ в заливе Благополучия, обсуждаемых в данной статье, следующая: в 2007 г. были обнаружены высокие концентрации нитратного азота, растворенного кремния в водотоках, впадающих в залив. Так, концентрация нитратного азота достигала 15 мМ, растворенного кремния — до 50 мМ. Анализа данных 2013–2018 гг. не производилось.

Цель данного исследования выявить основные гидрохимические характеристики и различия водотоков, впадающих в залив Благополучия Новой Земли. Необходимо определить степень влияния водотоков на прилегающую к заливу Благополучия акваторию Карского моря.

**МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ**

Залив Благополучия расположен на о. Северный архипелага Новая Земля. Работа базируется на данных, полученных в ходе экспедиций исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш» и исследовательского судна «Профессор Штокман» в 2007, 2013, 2014, 2016, 2017, 2018 гг. Пробы воды отбирались как из водотоков,

\* URL: <https://www.amap.no/documents/download/6887/inline> (дата обращения 01.09.23)

впадающих в залив Благополучия, так и из мористой части залива. Методики, используемые для гидрохимического анализа содержания азота, кремния, фосфора, были стандартными. Расположение точек пробоотбора приведено в основной части статьи. Водотоки, из которых отбирались пробы, были двух основных видов: крупные, имеющие значительную водосборную площадь (к таким рекам относится река Укромная и ручей Базовый), относительно постоянные и мелкие, имеющие снеговое питание, временные.

### РЕЗУЛЬТАТЫ

Были получены средние концентрации биогенных элементов (азота и кремния) в крупных реках (Укромная и ручей Базовый) и в мелких ручьях. Результаты были разными: в крупных реках (Укромная, Базовый) концентрации кремния составляли 1–13  $\mu\text{M SiO}_3^{2-}$  STDev 3.77, азота 0.5–8.14  $\mu\text{M NO}_3^-$  STDev. 2.1, в то время как для мелких рек эти показатели равны 18–46  $\mu\text{M SiO}^-$  STDev 8.09 и 1.15–11.2  $\mu\text{M NO}_3^-$  STDev 3.14 для кремния и азота соответственно. Стандартное отклонение приведено для каждого диапазона и обозначено STDev.

В дополнение к полученным результатам по средним содержаниям биогенных элементов была построена диаграмма концентраций кремния – общей щелочности, по которой водотоки, впадающие в залив Благополучия, также разделились на 2 группы. По нашему мнению, такое разделение связано с гидродинамикой водотоков: постоянные и крупные водотоки в меньшей степени выщелачивают горные породы, чем временные.

В ходе работы было оценено влияние привноса биогенных элементов водотоками на акваторию Карского моря. Расстояние обнаружения повышенных концентраций кремния и азота варьировалось и составляло в разные годы от 1 до 7 км от источника. Различие в расстоянии влияния водотока на акваторию залива мы связываем с ветровой обстановкой в момент измерений, однако этот тезис требует дополнительных доказательств.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках проекта «Экосистемы Российской Арктики» проведено исследование влияния водотоков ледникового происхождения в заливе Благополучия (архипелаг Новая Земля) на пространственную изменчивость биогенных веществ и гидрохимическую структуру вод.

Водотоки являются важным источником биогенных элементов для залива Благополучия. Малые и временные ручьи приносят в бухту Благополучия больше питательных веществ, чем крупные и постоянно текущие. На структуру вод влияют как сами ручьи, так и общая морфология залива. В губе Благополучия имеется полузакрытая бухта Укромная, аккумулирующая питательные вещества из поступающей речной воды.

Дальность влияния водотоков на гидрохимическую структуру залива также является величиной переменной; по нашим наблюдениям, она составляла от 1 км до 7 км. Влияние водотоков локально, и они не приносят биогенные вещества в Карское море.

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ  
GLACIOLOGY AND CRYOLOGY OF THE EARTH

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-374-385>  
УДК 551.89



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

**Изменение температуры в Центральной Антарктиде  
после крупных вулканических извержений  
во втором тысячелетии нашей эры***А.А. Екайкин\*, А.Н. Верес**ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,  
Санкт-Петербург, Россия**\*ekaykin@aari.ru***Резюме**

Вулканическая активность является одним из важнейших факторов естественной климатической изменчивости позднего голоцена до начала индустриальной эпохи. Влияние вулканов на климат изучается в основном по дендрохронологическим записям Северного полушария, тогда как о влиянии крупных извержений на температуру воздуха в полярных широтах Южного полушария известно существенно меньше. В настоящей работе использованы данные по изотопному составу ( $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$ ) из 4 фирновых кернов для изучения изменения температуры в Центральной Антарктиде (окрестностях станции Восток) после 5 крупных извержений второго тысячелетия нашей эры: Самалас (1257 г.), Неизвестное Событие (1459 г.), Уайнапутина (1600 г.), Паркер (1641 г.) и Тамбора (1815 г.). Показано, что похолодание после извержения составляет около  $0,52\text{ }^{\circ}\text{C}$  и длится около 5 лет, при этом температура в источнике влаги снижается в меньшей степени ( $0,46\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), но холодный период длится дольше.

**Ключевые слова:** Антарктика, вулканический форсинг, изотопы воды, станция Восток, температура воздуха.

**Для цитирования:** *Екайкин А.А., Верес А.Н.* Изменение температуры в Центральной Антарктиде после крупных вулканических извержений во втором тысячелетии нашей эры // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 3. С. 374–385. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-374-385>.

Поступила 28.07.2023

После переработки 16.09.2023

Принята 18.09.2023

# Temperature shifts in Central Antarctica after major volcanic eruptions in the second millennium of the Common Era

Alexey A. Ekaykin\*, Arina N. Veres

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

\*ekaykin@aari.ru

## Summary

Volcanic forcing is one of the major drivers of climatic variability on Earth during the last millennium before the beginning of the industrial era, combined with solar activity, Milanković orbital forcing and greenhouse gas concentration. Large volcanic eruptions (with Volcanic Explosivity Index of 6 or more) eject a huge amount of sulfur dioxide into stratosphere thus reducing the amount of incoming solar radiation. The corresponding cooling may exceed 1 °C and lasts about 5 years. The identification of the volcanic events is carried out with the use of firn and ice core data drilled in the polar ice sheets, while the climatic response to the eruptions is studied with the use of dendrochronology and other terrestrial data, mainly in the Northern Hemisphere. Thus, the reaction of the Southern Hemisphere's climate to the volcanic forcing is understood to a lesser extent. Here we use stable water isotope data ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $dxs$  parameter,  $dxs = \delta\text{D} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$ ) from 4 firn cores in order to study the temperature change in central Antarctica (in the vicinity of Vostok Station) after 5 major eruptions of the 2<sup>nd</sup> millennium of the Common Era: Samalas (1257), Unknown Event 1459 CE, Huaynaputina (1600), Parker (1641) and Tambora (1815). The isotopic composition of the cores was measured in the Climate and Environmental Research Laboratory of the Arctic and Antarctic Research Institute (St. Petersburg) with the use of Picarro L2130-*i* and L2140-*i* laser analyzers. We show that a post-eruption cooling in central East Antarctica is about 0.52 °C and lasts for about 5 years. At the same time, the temperature in the moisture source decreases to a lesser extent (0.46 °C), but the cooling lasts longer. We need to emphasize that only through using 4 parallel cores was it possible to significantly reduce the amount of the “deposition noise” in the isotopic records and detect the post-volcanic cooling in central East Antarctica.

**Keywords:** air temperature, Antarctica, volcanic forcing, Vostok station, water isotopes.

**For citation:** Ekaykin A.A., Veres A.N. Temperature shifts in Central Antarctica after major volcanic eruptions in the second millennium of the Common Era. Arctic and Antarctic Research. 2023, 69 (3): 374–385. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-374-385>.

Received 28.07.2023

Revised 16.09.2023

Accepted 18.09.2023

## ВВЕДЕНИЕ

Вулканическая активность — один из главных драйверов климатической изменчивости последнего тысячелетия на нашей планете до начала индустриальной эпохи, наряду с солнечной активностью и, в меньшей степени, изменением орбитальных параметров Земли и концентрацией парниковых газов в атмосфере [1]. В частности, именно сочетание повышенной частоты мощных вулканических извержений с пониженной солнечной активностью на фоне снижения солнечной инсоляции стало причиной Малой ледниковой эпохи (МЛЕ) в XIII–XIX вв. [2–4].

При вулканическом извержении в атмосферу выделяется большое количество диоксида серы. Если извержение было достаточно мощным, этот газ попадает в стратосферу, где, соединяясь с влагой, образует капельки серной кислоты, которые создают защитный экран, частично отражающий солнечное излучение обратно в космос. За счет этого механизма наиболее крупные вулканические извержения (с индексом вулканической активности VEI, равным 7, как, например, при извержении вулкана

Тамбора в 1815 г.) вызывали периоды интенсивного (до 1 °С и более) похолодания, которые длились порядка 5 лет [2]. В свою очередь, эти похолодания, проявлявшиеся в основном в летний сезон, приводили к неурожаем и, как следствие, голоду, что, в совокупности с холодной погодой, нередко провоцировало эпидемии и социальные потрясения [3]. Наиболее известный пример в этом отношении — «год без лета» в Европе после извержения Тамборы в 1815 г. [5], но подобные взаимосвязи наблюдались и раньше. В частности, серия мощных извержений в XIII в. (неизвестный вулкан, 1230 г.; Самалас, 1257 г.; Килотоа, ок. 1285 г.) спровоцировала начало первой фазы МЛЭ, вызвала социальные потрясения во многих государствах того времени и стала одной из причин «Черной смерти» (пандемии чумы), а извержение вулкана Уайнапутина в 1600 г., помимо прочего, обусловило Великий голод в России 1601–1603 гг., который был одним из факторов социальных потрясений Смутного времени.

Влияние вулканических извержений на климат наиболее хорошо изучено и реконструировано по данным дендрохронологии Северного полушария [2]. О реакции климата Южного полушария в целом и Антарктики в частности на вулканическое воздействие известно существенно меньше (см., например, [6]).

Задачей данной работы является реконструкция климатического отклика Центральной Антарктиды на крупные вулканические извержения последнего тысячелетия (Самалас 1257 г., неизвестный вулкан 1459 г., Уайнапутина 1600 г., Паркер 1640 г. и Тамбора 1815 г.) по данным фирновых кернов, пробуренных в окрестностях станции Восток.

## МЕТОДЫ

Четыре мелких фирновых керна были пробурены в окрестностях станции Восток (78,465° ю. ш., 106,835° в. д., 3490 м н. у. м.), центральная часть Восточной Антарктиды, в 2016–2022 гг. с помощью легкой передвижной механической буровой установки. Технология бурения и методика обработки кернов детально изложены в [7]. Длина кернов составила 7020 см для керна VK16, 5514 см для VK18, 6537 см для VK19 и 3018 см для VK22AB. Из всех кернов были отобраны пробы для измерения концентрации стабильных изотопов воды с разрешением 10 см (в керне VK22AB отбор проводился с глубины 495 см). Также во всех кернах было выполнено измерение электропроводности (ЕСМ), а в керне VK16, начиная с глубины 999 см, также измерено содержание основных ионов с разрешением 2 см (измерения выполнялись в Лимнологическом институте СО РАН, г. Иркутск).

Концентрация сульфатов неморского происхождения вычислялась следующим образом [8]:

$$[\text{nss-SO}_4^{2-}] = [\text{SO}_4^{2-}] - 0,06028 [\text{Na}^+],$$

где  $[\text{SO}_4^{2-}]$  и  $[\text{Na}^+]$  — общая концентрация сульфатов и натрия соответственно.

По данным о концентрации сульфатов неморского происхождения и профилям ЕСМ в кернах были идентифицированы 68 слоев, содержащих продукты вулканических извержений; 22 из этих слоев мы смогли надежно сопоставить с хорошо датированными вулканическими событиями и, таким образом, разработать хроностратиграфическую шкалу для всех кернов [8]. В частности, самые глубокие слои кернов датируются, соответственно, 192 г. до н. э. для VK16, 406 г. н. э. для VK18, 10 г. до н. э. для VK19 и 1257 г. н. э. для VK22AB.

Измерения изотопного состава (относительной концентрации кислорода  $^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ , и дейтерия,  $\delta\text{D}$ ) были выполнены в Лаборатории изменений климата и окружающей среды ААНИИ на лазерных анализаторах Picarro L2130-*i* и Picarro L2140-*i*. Методика измерений детально изложена в [9]. Случайная погрешность измерений составила 0,05 и 0,5 ‰ для  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  соответственно. Полученные вертикальные изотопные профили были затем преобразованы во временные ряды с помощью функции глубина–возраст.

Температурная интерпретация изотопных данных выполнялась по упрощенному варианту методики, разработанной К. Куфи и Ф. Вимё [10, 11]. Метод базируется на предположении, что и сам изотопный состав осадков ( $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$ ), и параметр  $dxs$  ( $dxs = \delta\text{D} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$ ) зависят как от температуры в источнике влаги  $T_s$ , так и от температуры конденсации  $T_c$ :

$$\Delta\delta\text{D} = a\Delta T_c + b\Delta T_s$$

и

$$\Delta dxs = c\Delta T_c + d\Delta T_s,$$

где  $\Delta$  означает аномалию (отклонение от современных значений).

В полной версии методики учитывается также изотопный состав морской воды, но для позднего голоцена этот параметр можно считать постоянным [12].

Изотопный состав формирующейся влаги также зависит от относительной влажности воздуха в момент испарения, но, как правило (если нет независимых данных о влажности), этот параметр задается как функция от  $T_s$ .

Приведенная выше система уравнений решается относительно  $T_s$  и  $T_c$ :

$$\Delta T_c = (d\Delta\delta\text{D} - b\Delta dxs)/(ad - cb)$$

и

$$\Delta T_s = (a\Delta dxs - c\Delta\delta\text{D})/(ad - cb)$$

Значения коэффициентов  $a$ ,  $b$ ,  $c$  и  $d$  берутся из простой изотопной модели [13]:  $a = 10,2 \text{ ‰ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ,  $b = -3,2 \text{ ‰ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ,  $c = -1,55 \text{ ‰ } ^\circ\text{C}^{-1}$  и  $d = 1,6 \text{ ‰ } ^\circ\text{C}^{-1}$ . Современные значения  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$  и  $dxs$  (средние за период 1988–2018) равны  $-57,09 \text{ ‰}$ ,  $-440,05 \text{ ‰}$  и  $16,6 \text{ ‰}$  соответственно.

Аномалия температуры конденсации  $\Delta T_c$  затем пересчитывается в аномалию приземной температуры воздуха  $\Delta T_g$  по известному соотношению  $\Delta T_g = \Delta T_c/0,67$  [14].

## РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 1 показаны сводные (осредненные по всем 4 кернам) ряды концентрации кислорода  $^{18}\text{O}$  и параметра  $dxs$ , а также временной ряд концентрации сульфат-иона неморского происхождения для периода с 1000 г. н.э. по настоящее время.

Изотопный состав фирнового керна (рис. 1а и 1б) обнаруживает заметную межгодовую изменчивость. В частности, рост значений  $dxs$  в XX в., по-видимому, отражает увеличение температуры поверхности океана в Южном полушарии. На фоне общего тренда выделяются квазипериодические колебания с длиной волны порядка нескольких десятков лет. Изучению межгодовой изменчивости изотопного состава фирна и реконструкции соответствующих колебаний температуры будет посвящена отдельная публикация.

Во временном ряду концентрации  $\text{SO}_4^{2-}$  четко видны пики, которые соответствуют слоям, содержащим продукты вулканических извержений (рис. 1в). Следует

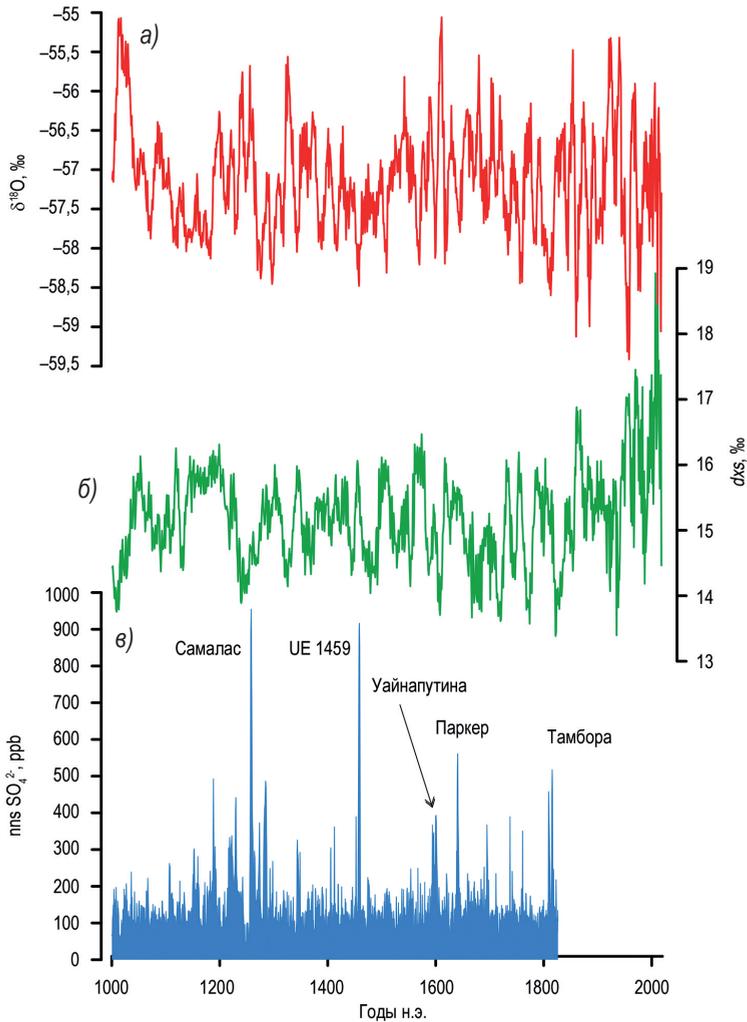


Рис. 1. Сводные изотопные кривые ( $\delta^{18}\text{O}$  (а) и  $dxs$  (б)) и концентрация сульфатов неморского происхождения (в) в районе ст. Восток за период с 1000 г. н.э. по настоящее время, реконструированные по данным изучения 4 фирновых кернов

Fig. 1. Stacked isotopic curves ( $\delta^{18}\text{O}$  (a) and  $dxs$  (б)) and the concentration of the non-sea-salt sulfates (в) in the vicinity of Vostok station from 1000 CE to the present day, reconstructed based on data from 4 firn cores

отметить, что вулканические сульфаты выпадают в Центральной Антарктиде через 1–2 года после извержения [2]. Поэтому, например, пик Тамборы датируется 1816 г., при том что само извержение имело место в 1815 г. В дальнейшем при упоминании вулканических пиков в кернах Востока мы будем приводить не даты извержения, а годы, которыми датируются соответствующие слои фирна.

На профиле сульфатов (рис. 1в) мы отметили 5 пиков, соответствующих одним из наиболее мощных извержений последнего тысячелетия: Самалас (1258 г.), неизвестный вулкан 1459 г. (в литературе этот пик иногда приписывают извержению

вулкана Куваэ), Уайнапутина (1601 г.), Паркер (1641 г.) и Тамбора (1816 г.). Мы используем эти пики для того, чтобы изучить изменение приземной температуры воздуха в районе станции Восток, а также температуры в зоне формирования влаги (т. е. в средних широтах Индийского океана) в годы после соответствующих извержений.

Для этого мы из временных рядов изотопного состава по каждому керну берем значения  $\delta^{18}\text{O}$  за 5 лет, предшествующих извержению, и 20 лет после извержения, причем в качестве первого года «послевулканического» периода берется год, которым датируется вулканический пик. В двух случаях вулканическому извержению с разницей в несколько лет предшествовало другое мощное извержение: перед извержением Уайнапутины имело место извержение Невадо дель Руис (1595 г.), а перед извержением Тамборы случилось неизвестное вулканическое событие, датируемое 1809 г. В этих случаях в качестве «довулканических» периодов мы берем, соответственно, 1590–1594 гг. и 1804–1808 гг.

Средние (по пяти вулканам и четырем кернам) значения аномалий изотопного состава ( $\delta^{18}\text{O}$  и  $dxs$ ) в до- и послевулканический периоды показаны на рис. 2.

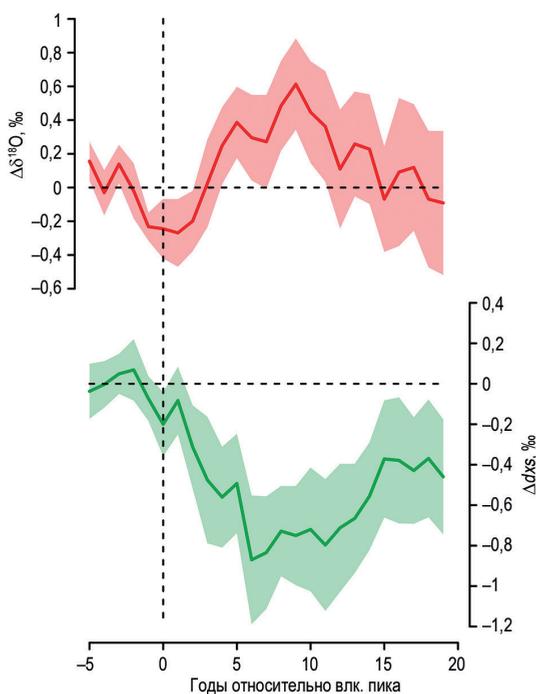


Рис. 2. Аномалии изотопного состава ( $\delta^{18}\text{O}$  и  $dxs$ ) в течение периода времени, охватывающего 5 лет до вулканического извержения и 20 лет после него. Заливкой показаны пределы погрешностей ( $\pm 1$  ошибки среднего, см. текст)

Кривые получены путем осреднения данных по 4 кернам и 5 вулканам (см. текст). В качестве точки отсчета на изотопных шкалах берется среднее значение за 5 лет, предшествующих извержению

Fig. 2. The anomalies of the stable water isotope content ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $dxs$ ) during the time interval spanning 5 years prior to a volcanic eruption and 20 years afterwards. The shading depicts error bars ( $\pm 1$  standard error of mean).

The curves are obtained by averaging data over 4 firm cores and 5 volcanic peaks (see the text). The zero value at the isotopic scale corresponds to the mean over the 5 years prior to the eruption

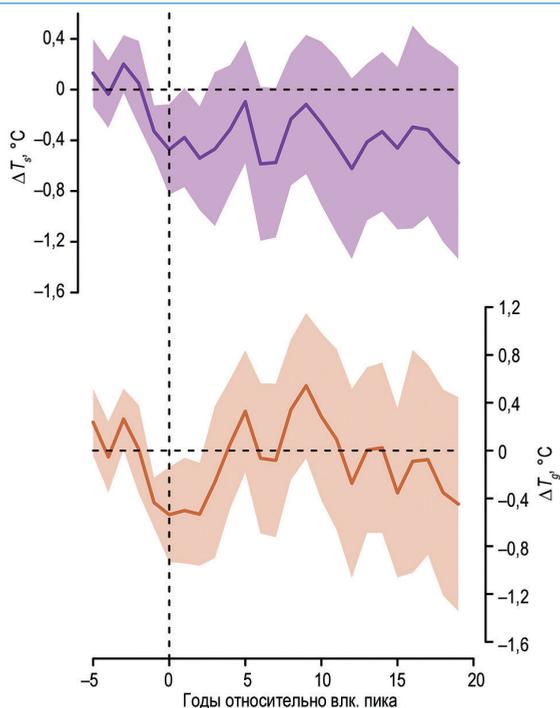


Рис. 3. Аномалии приземной температуры воздуха в районе ст. Восток  $\Delta T_g$  и температуры в источнике влаги  $\Delta T_s$  в течение периода времени, охватывающего 5 лет до вулканического извержения и 20 лет после него. Заливкой показаны пределы погрешностей ( $\pm 1$  ошибка среднего, см. текст) Fig. 3. The anomalies of the near-surface air temperature in the vicinity of Vostok,  $\Delta T_g$ , and the moisture source air temperature,  $\Delta T_s$ , during the period of time spanning 5 years prior to a volcanic eruption and 20 years afterwards. The shading depicts error bars ( $\pm 1$  standard error of mean)

Затем эти аномалии изотопного состава были пересчитаны в аномалии приземной температуры воздуха в районе ст. Восток и температуры в районе источника влаги согласно описанной выше методике (рис. 3).

### ОБСУЖДЕНИЕ

Первое, что следует отметить при анализе рис. 2, — относительно широкие пределы погрешности, рассчитанные как 1 стандартная ошибка среднего SEM (Standard Error of Mean = среднее квадратическое отклонение, деленное на квадратный корень из количества точек наблюдений). Причиной этого является огромная доля «депозиционного шума», характерного для временных рядов любых параметров, реконструируемых по данным кернов в районах с очень низкой скоростью снегонакопления — таких, как Центральная Антарктида [15]. В частности, средний коэффициент корреляции между отдельными рядами  $\delta^{18}\text{O}$  по четырем кернам равен  $0,08 \pm 0,01$ . Это означает, что в общей дисперсии изотопных значений лишь 8 % приходится на климатический сигнал, а 92 % — на депозиционный шум, что существенно осложняет изучение межгодовой климатической изменчивости с разрешением 1 год. Именно с целью снижения шума и повышения отношения сигнала к шуму мы и выполнили бурение не одного, а нескольких кернов.

Тем не менее, несмотря на большое количество шума, на рис. 2 четко видны значимые колебания изотопного состава в период времени, следующий за вулканическими извержениями. При этом характер этой изменчивости для кислорода 18 и для  $\delta x_s$  совершенно различный: значения  $\delta^{18}\text{O}$  понижены на протяжении 3–4 лет после извержения, а затем наблюдается положительная аномалия, длящаяся около 10 лет; в случае  $\delta x_s$  значения снижаются на протяжении примерно 5 лет и затем остаются пониженными на протяжении всего 20-летнего периода. Причины такого поведения мы поясним ниже.

Что касается температуры (рис. 3), здесь наблюдается иная картина. Прежде всего, обращают внимание относительно более широкие пределы погрешности по сравнению с тем, что наблюдалось для изотопного состава. Это связано с тем, что применяемый нами метод реконструкции температуры предполагает использование двух независимых изотопных параметров, что приводит к суммированию погрешностей  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta x_s$ . Тем не менее и в случае с температурой мы наблюдаем значимые колебания в «послевулканический» период. Аномалия приземной температуры воздуха на Востоке держится на уровне около  $-0,52\text{ }^\circ\text{C}$  на протяжении трех лет после извержения и приходит в норму на 5-й год. Похолодание в районе источника влаги (средние широты Индийского океана) немного слабее ( $-0,46\text{ }^\circ\text{C}$ ), но держится дольше, и температура возвращается в норму на 6-й год после извержения. Согласно рис. 3, температура в источнике влаги остается пониженной на протяжении всего 20-летнего «послевулканического» периода, но, учитывая широкие пределы погрешности, мы не можем считать этот результат статистически значимым.

В целом можно заключить, что снижение температуры в Южном полушарии после крупных вулканических извержений слабее, чем в Северном, где средняя аномалия температуры в течение 5 лет после мощных вулканических событий составляет  $-1,1\text{ }^\circ\text{C}$  [2]. Однако же эта реконструкция, выполненная по данным дендрохронологии, отражает не среднюю годовую, а летнюю температуру воздуха. Известно, что поствулканическое похолодание проявляется летом, а зимняя и среднегодовая аномалия температуры существенно ниже. В нашем случае мы реконструируем именно среднюю годовую температуру, поэтому не исключено, что летняя аномалия была бы сильнее, но имеющиеся у нас данные не позволяют проверить эту гипотезу.

Совместный анализ рис. 2 и рис. 3 позволяет объяснить наблюдающуюся аномалию изотопного состава. Действительно, изотопный состав осадков пропорционален не температуре конденсации, а разности между температурой в источнике влаги и температурой конденсации, которая и определяет степень изотопного истощения. Чем ниже эта разность — тем выше концентрация тяжелых изотопов. Температура конденсации приходит в норму на 5-й год после извержения, а температура в источнике влаги остается пониженной, что и приводит к более тяжелым значениям  $\delta^{18}\text{O}$ .

Такой же вывод можно применить и ко всему изотопному ряду за последнюю 1000 лет (рис. 1): профиль  $\delta^{18}\text{O}$  не обнаруживает значимого тренда за последние 200 лет, тогда как значения  $\delta x_s$  существенно растут. Это связано с параллельным повышением температуры в источнике влаги и в Центральной Антарктиде, что нивелирует тренд в ряду концентрации кислорода 18. Реконструкция температуры за 2000 лет по данным наших фирновых кернов выходит за рамки настоящей работы, этому будет посвящено отдельное исследование.

Еще одна особенность рядов температуры на рис. 3 заключается в том, что похолодание начинается в год, предшествующий вулканическому пику. Это противоречит реальным наблюдениям: например, в случае Тамборы известно, что похолодание наступило не в год извержения (1815), а на следующий год [5]. По-видимому, этот результат объясняется погрешностью датировки: мы датируем 1816 г. слой, в котором наблюдается максимальная концентрация вулканического сульфата, но при этом вулканический пик довольно широкий и охватывает несколько лет. В случае Тамборы концентрация  $\text{SO}_4^{2-}$  начинает повышаться в 1814 г., достигает максимума в 1816-м и приходит в норму в 1817-м (именно поэтому мы оцениваем погрешность датировки для слоя, содержащего продукты вулканических извержений, в 3 года [8]). Таким образом, вполне вероятно, что слой с максимальной концентрацией вулканического сульфата датируется не 1816, а 1817 г.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований нам удалось реконструировать ход температуры воздуха в Центральной Антарктиде в годы, следующие за крупными вулканическими извержениями. Показано, что похолодание длится около 5 лет и аномалия приземной температуры воздуха составляет около  $-0,52$  °C. Соответствующая аномалия температуры в источнике влаги меньше ( $-0,46$  °C), но длится дольше.

Наши результаты в очередной раз подтверждают тот хорошо известный факт, что использование лишь одного изотопного параметра (концентрации дейтерия либо кислорода 18) без учета данных о  $dxs$  в общем случае некорректно [16, 17]. Такой подход оправдан лишь в том случае, если температура в источнике влаги не менялась, в противном же случае временной изотопно-температурный градиент не равен современному пространственному градиенту между этими двумя параметрами.

Также важной методической особенностью данной работы является тот факт, что мы изучали прошлые изменения температуры по 4 параллельным кернам. В случае, если бы у нас имелась информация лишь по одному керну, было бы невозможно отделить климатический сигнал от шума, что препятствовало бы интерпретации изотопных данных.

**Конфликт интересов.** У авторов исследования нет конфликта интересов.

**Финансирование.** Исследование выполнено в рамках проекта 21-17-00246 Российского научного фонда.

**Благодарности.** Авторы благодарят Российскую антарктическую экспедицию за логистическое обеспечение научных исследований в районе станции Восток. Мы также признательны сотрудникам Санкт-Петербургского горного университета и лично А.В. Большуну за предоставление керна VK22AB. Мы благодарны редакции журнала, а также двум анонимным рецензентам за конструктивные замечания, которые позволили существенно улучшить статью.

**Competing interests.** The authors declare no conflict of interest.

**Funding.** This study has been completed with the financial support from the Russian Science Foundation, grant 21-17-00246.

**Acknowledgements.** The authors thank the Russian Antarctic Expedition for the logistical support of the research activity in the vicinity of Vostok. We are grateful to our colleagues from St. Petersburg Mining University, and personally to Dr. A.V. Bolshunov, for providing us with VK22AB core. We also thank the Editor, as well as

two anonymous referees for the constructive criticism that allowed us to improve the manuscript significantly.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Cartapanis O., Jonkers L., Moffa-Sanchez P., Jaccard S.L., de Vernal A.* Complex spatio-temporal structure of the Holocene Thermal Maximum // *Nature Communications*. 2022. V. 13(5662). P. 1–11. doi: 10.1038/s41467-022-33362-1.
2. *Sigl M., Winstrup M., McConnell J.R., Welten K.C., Plunkett G., Ludlow F., Buntgen U., Caffee M., Chellman N., Dahl-Jensen D., Fischer H., Kipfstuhl S., Kostick C., Maselli O.J., Mekhaldi F., Mulvaney R., Muscheler R., Pasteris D.R., Pilcher J.R., Salzer M., Schupbach S., Steffensen J.P., Vinther B.M., Woodruff T.E.* Timing and climate forcing of volcanic eruption for the past 2,500 years // *Nature*. 2015. № 14565. P. 1–7. doi: 10.1038/nature14565.
3. *Büntgen U., Arsenault D., Boucher E., Churakova O.V. (Sidorova), Gennaretti F., Crivellaro A., Hughes M.K., Kirilyanov A.V., Klippel L., Krusic P.J., Linderholm H.W., Ljungqvist F.C., Ludescher J., McCormick M., Myglan V.S., Nicolussi K., Piermattei A., Oppenheimer C., Reinig F., Sigl M., Vaganov E.A., Esper J.* Prominent role of volcanism in Common Era climate variability and human history // *Dendrochronologia*. 2020. V. 64 (125757). P. 1–11. doi: 10.1016/j.dendro.2020.125757.
4. *Matthes K., Funke B., Andersson M.E., Barnard L., Beer J., Charbonneau P., Clilverd M.A., de Wit T.D., Haberleiter M., Hendry A., Jackman C.H., Kretzschmar M., Kruschke T., Kunze M., Langematz U., Marsh D.R., Maycock A.C., Misios S., Rodger C.J., Scaife A.A., Seppälä A., Shangguan M., Sinnhuber M., Tourpali K., Usoskin I., van de Kamp M., Verronen P.T., Versick S.* Solar forcing for CMIP6 (v3.2) // *Geosci. Model Dev*. 2017. V. 10. P. 2247–2302. doi: 10.5194/gmd-10-2247-2017.
5. *Luterbacher J., Pfister C.* The year without a summer // *Nature Geoscience*. 2015. V. 8. № 4. P. 246–248.
6. *Stenni B., Proposito M., Gragnani R., Flora O., Jouzel J., Falourd S., Frezzotti M.* Eight centuries of volcanic signal and climate change at Talos Dome (East Antarctica) // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107 (D9). P. ACL 3-1–3-14.
7. *Верес А.Н., Екайкин А.А., Липенков В.Я., Туркеев А.В., Ходжер Т.В.* Первые данные о климатической изменчивости в районе ст. Восток (Центральная Антарктида) за последние 2000 лет по результатам изучения снежно-фирнового ядра // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2020. Т. 66 (4). С. 482–500. doi: 10.30758/0555-2648-2020-66-4-482-500.
8. *Veres A.N., Ekaykin A.A., Golobokova L.P., Khodzher T.V., Khuriganova O.I., Turkeev A.V.* A record of volcanic eruptions over the past 2,200 years from Vostok firn cores, central East Antarctica // *Front. Earth Sci.* 2023. V. 11 (1075739). P. 1–12. doi: 10.3389/feart.2023.1075739.
9. *Екайкин А.А.* Стабильные изотопы воды в гляциологии и палеогеографии: Методическое пособие. СПб.: ААНИИ, 2016. 68 с.
10. *Cuffey K.M., Vimeux F.* Covariation of carbon dioxide and temperature from the Vostok ice core after deuterium-excess correction // *Nature*. 2001. V. 412. P. 523–527.
11. *Vimeux F., Cuffey K.M., Jouzel J.* New insights into Southern Hemisphere temperature changes from Vostok ice cores using deuterium excess correction // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 303. P. 829–843.
12. *Jones R.S., Johnson J.S., Lin Y., Mackintosh A., Sefton J.P., Smith J.A., Thomas E.R., Whitehouse P.L.* Stability of the Antarctic Ice Sheet during the pre-industrial Holocene // *Nature Reviews*. 2022. V. 3 (8). P. 500–515. doi: 10.1038/s43017-022-00309-5.
13. *Salamatin A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y.* Modelling isotopic composition in precipitation in Central Antarctica // *Материалы гляциологических исследований*. 2004. Т. 97. С. 24–34.
14. *Markle B.R., Steig E.J.* Improving temperature reconstructions from ice-core water-isotope records // *Clim. Past*. 2022. V. 18. P. 1321–1368. doi: 10.5194/cp-18-1321-2022.

15. *Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Tebenkova N.A.* Fifty years of instrumental surface mass balance observations at Vostok Station, central Antarctica // *J. of Glaciology*. 2023. September. P. 1–13. doi: 10.1017/jog.2023.53.
16. *Boyle E.A.* Cool tropical temperature shift the global d18O-T relationship: An explanation for the ice core <sup>18</sup>O — borehole thermometry conflict // *Geophys. Res. Lett.* 1997. V. 24 (3). P. 273–276.
17. *Jouzel J., Vimeux F., Caillon N., Delaygue G., Hoffmann G., Masson-Delmotte V., Parrenin F.* Magnitude of isotope/temperature scaling for interpretation of central Antarctic ice cores // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108 (D12). P. 1–6.

## REFERENCES

1. *Cartapanis O., Jonkers L., Moffa-Sanchez P., Jaccard S.L., de Vernal A.* Complex spatio-temporal structure of the Holocene Thermal Maximum. *Nature Communications*. 2022, 13 (5662): 1–11. doi: 10.1038/s41467-022-33362-1.
2. *Sigl M., Winstrup M., McConnell J.R., Welten K.C., Plunkett G., Ludlow F., Buntgen U., Caffee M., Chellman N., Dahl-Jensen D., Fischer H., Kipfstuhl S., Kostick C., Maselli O.J., Mekhaldi F., Mulvaney R., Muscheler R., Pasteris D.R., Pilcher J.R., Salzer M., Schupbach S., Steffensen J.P., Vinther B.M., Woodruff T.E.* Timing and climate forcing of volcanic eruption for the past 2,500 years. *Nature*. 2015, 14565: 1–7. doi: 10.1038/nature14565.
3. *Büntgen U., Arsenault D., Boucher E., Churakova O.V. (Sidorova), Gennaretti F., Crivellaro A., Hughes M.K., Kiryanov A.V., Klippel L., Krusic P.J., Linderholm H.W., Ljungqvist F.C., Ludescher J., McCormick M., Myglan V.S., Nicolussi K., Piermattei A., Oppenheimer C., Reinig F., Sigl M., Vaganov E.A., Esper J.* Prominent role of volcanism in Common Era climate variability and human history. *Dendrochronologia*. 2020, 64 (125757): 1–11. doi: 10.1016/j.dendro.2020.125757.
4. *Matthes K., Funke B., Andersson M.E., Barnard L., Beer J., Charbonneau P., Clilverd M.A., de Wit T.D., Haberreiter M., Hendry A., Jackman C.H., Kretzschmar M., Kruschke T., Kunze M., Langematz U., Marsh D.R., Maycock A.C., Misios S., Rodger C.J., Scaife A.A., Seppälä A., Shangguan M., Sinnhuber M., Tourpali K., Usoskin I., van de Kamp M., Verronen P.T., Versick S.* Solar forcing for CMIP6 (v3.2). *Geosci. Model Dev.* 2017, 10: 2247–2302. doi: 10.5194/gmd-10-2247-2017.
5. *Luterbacher J., Pfister C.* The year without a summer. *Nature Geoscience*. 2015, 8 (4): 246–248.
6. *Stenni B., Proposito M., Gragnani R., Flora O., Jouzel J., Falourd S., Frezzotti M.* Eight centuries of volcanic signal and climate change at Talos Dome (East Antarctica). *J. Geophys. Res.* 2002, 107 (D9): ACL 3-1–3-14.
7. *Veres A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Turkeev A.V., Khodzher T.V.* First data on the climate variability in the vicinity of Vostok Station (central Antarctica) over the past 2,000 years based on the study of a snow-firn core. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020. 66 (4): 482–500. doi: 10.30758/0555-2648-2020-66-4-482-500. [In Russian].
8. *Veres A.N., Ekaykin A.A., Golobokova L.P., Khodzher T.V., Khuriganova O.I., Turkeev A.V.* A record of volcanic eruptions over the past 2,200 years from Vostok firn cores, central East Antarctica. *Front. Earth Sci.* 2023, 11 (1075739): 1–12. doi: 10.3389/feart.2023.1075739.
9. *Ekaykin A.A.* *Stabil'nye izotopy vody v gliatsiologii i paleogeografii*. Stable water isotopes in Glaciology and Paleogeography: Methodological textbook. St. Petersburg: AARI, 2016: 68 p. [In Russian].
10. *Cuffey K.M., Vimeux F.* Covariation of carbon dioxide and temperature from the Vostok ice core after deuterium-excess correction. *Nature*. 2001, 412: 523–527.
11. *Vimeux F., Cuffey K.M., Jouzel J.* New insights into Southern Hemisphere temperature changes from Vostok ice cores using deuterium excess correction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002, 303: 829–843.

12. Jones R.S., Johnson J.S., Lin Y., Mackintosh A., Sefton J.P., Smith J.A., Thomas E.R., Whitehouse P.L. Stability of the Antarctic Ice Sheet during the pre- industrial Holocene. *Nature Reviews*. 2022, 3 (8): 500–515. doi: 10.1038/s43017-022-00309-5.
13. Salamatin A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y. Modelling isotopic composition in precipitation in Central Antarctica. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2004, 97: 24–34.
14. Markle B.R., Steig E.J. Improving temperature reconstructions from ice-core water-isotope records. *Clim. Past*. 2022, 18: 1321–1368. doi: 10.5194/cp-18-1321-2022.
15. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Tebenkova N.A. Fifty years of instrumental surface mass balance observations at Vostok Station, central Antarctica. *J. of Glaciology*. 2023, September: 1–13. doi: 10.1017/jog.2023.53.
16. Boyle E.A. Cool tropical temperature shift the global d18O-T relationship: An explanation for the ice core <sup>18</sup>O — borehole thermometry conflict. *Geophys. Res. Lett.* 1997, 24 (3): 273–276.
17. Jouzel J., Vimeux F., Caillon N., Delaygue G., Hoffmann G., Masson-Delmotte V., Parrenin F. Magnitude of isotope/temperature scaling for interpretation of central Antarctic ice cores. *J. Geophys. Res.* 2003, 108 (D12): 1–6.

## **ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ»**

В журнале публикуются статьи по тематике исследований полярных областей, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры (по заказу редакции), критические статьи и рецензии, библиографические сводки, хроника научной жизни. Тексты статей должны быть на русском или английском языке. Принимаются статьи, ранее не опубликованные и не находящиеся на рассмотрении в других изданиях.

Все материалы направляются в редакцию в электронном виде он-лайн через личный электронный кабинет автора на сайте журнала <https://www.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.

Все статьи проходят двойное рецензирование.

Публикация в нашем журнале полностью бесплатна.

### **Структура статьи**

Статьи оформляются следующим образом. Сначала дается УДК; затем на русском языке — название статьи, инициалы и фамилии всех авторов (при указании авторов статьи сначала идут инициалы, затем фамилия. Инициалы и фамилия разделяются пробелом), полное название организации(ций), где выполнена работа и ее (их) адрес; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Затем те же сведения приводятся на английском языке: заглавие, авторы, учреждения, второй раз e-mail главного автора. При этом имена авторов даются полностью, отчество сокращенно. После этого на английском языке пишутся ключевые слова в соответствии с английским алфавитом (не более 10 слов и не более двух слов в сочетаниях) и авторское Summary статьи на 20–25 строк (здесь же для контроля обязательно прилагается перевод Summary на русский язык).

Ключевые слова должны отражать основное содержание статьи, повторять термины из текста статьи и по возможности не повторять термины заглавия; следует помнить, что эти слова должны облегчить поиск статьи средствами информационно-поисковой системы.

Summary должно быть понятно без обращения к самой публикации как независимый от статьи источник информации. Оно должно отвечать следующим критериям: информативности (не содержать общих слов); содержательности (отражать основное содержание статьи: задачи работы, методы, главные результаты исследований); последовательности изложения. Перевод Summary на английский язык должен быть выполнен качественно, с использованием англоязычной специальной терминологии, не быть дословным переводом русскоязычной версии (при необходимости следует также включать пояснения для иностранного читателя, связанные со спецификой исследований).

Аннотация на русском языке и Summary должны быть структурированными, т.е. отражать кратко проблему исследования и ее состояние, цель работы, методы, результаты и заключение.

Далее продолжается информация на русском языке: ключевые слова в соответствии с русским алфавитом (не более 10), краткая аннотация (7–10 строк) (без перевода на английский) и начинается текст статьи.

Для статьи, представляемой на английском языке, требуются: УДК; перевод на русский язык всей информации, которая дается перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо привести расширенный русский реферат (1–1,5 стр.), а в подписях к рисункам дать их перевод на русский язык.

*Основной текст* разбивается на разделы. Обычно это введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи нужно поместить следующую информацию на двух языках: Конфликт интересов/Competing interests; Финансирование/Funding; Благодарности/Acknowledgments. Желательно также указать вклад авторов в работы — Вклад авторов/Authors contribution. В разделе Финансирование необходимо указать источник финансовой поддержки, способствовавший выполнению этой работы (гранты фондов, программы и т.д.), в Благодарностях можно поместить благодарность лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи.

*Подписи под рисунками* даются к каждому рисунку в соответствии с его расположением в тексте: сначала на русском (Рис. 1. Далее подпись), а потом на английском языке (Fig. 1. Figure caption). В подписях необходимо отделять собственно название рисунка от объяснений к нему (экспликация), которые надо давать с новой строки.

*Рисунки и фотографии* помещают в отдельных файлах: для растровых изображений в растровых форматах JPEG/TIFF/PNG/PSD, в векторных — CDR, AI, EPS и в формате XLS (не допускаются рисунки в формате Word). Разрешение растровых изображений в оттенках серого и RGB-цвет должно быть 300 dpi. Все словесные надписи на рисунках даются только на русском языке. Все условные знаки обозначаются цифрами (курсивом) с обязательной расшифровкой в подрисуночных подписях, где они также обозначаются курсивом. Цифры можно ставить и на линиях графиков. На графиках все шкалы обязательно подписываются и указывается размерность величин.

*Таблицы.* Для больших таблиц следует использовать альбомную разметку страницы. Номер и наименование таблицы (два отдельных абзаца) приводятся на русском и английском языках. Заголовок таблицы не должен превышать ДВУХ строк.

Таблицы и графы должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы набираются, как и текст, в формате Word шрифтом 9 пт. Если у таблицы есть примечание, оно тоже приводится на двух языках. Примечания внутри таблицы не даются. Используются сноски ко всей таблице или отдельным ее показателям.

В тексте следует давать ссылки на все рисунки и таблицы. При первой ссылке — рис. 1, табл. 1; при повторных — см. рис.1, см. табл. 1. Если в тексте дается одна таблица или один рисунок, то ссылки в тексте приводятся следующим образом: при первой ссылке — (таблица), (рисунок); при повторной ссылке — (см. таблицу), (см. рисунок).

Математические обозначения, символы и простые формулы рекомендуется набирать основным шрифтом статьи, сложные формулы — в программе MathType (или в версиях Word до 2007 года включительно). Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки в тексте. Русские и греческие буквы в формулах и тексте, а также химические элементы набираются прямым шрифтом, латинские буквы — курсивом. Аббревиатуры в тексте, кроме общепринятых, не допускаются.

В *списке литературы* (под заголовком «Список литературы») ссылки на литературу нумеруются последовательно, в соответствии с порядком их первого упоминания в тексте. Приводятся только опубликованные работы. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках на номера списка, через запятую с пробелом: [1, 7, 23–27]. Статья должна содержать ссылки на все работы, приведенные в списке литературы. Количество источников должно быть не менее 10. Обращаем внимание на недопустимость включения в список литературы изданий, выпущенных без ISSN- или ISBN-кодов (этим часто грешат сборники материалов конференций (тезисы или доклады), а также авторефератов диссертаций и диссертаций, архивных и фондовых материалов, научно-технических отчетов, учебников и учебных пособий, ГОСТов, распоряжений и пр. Количество ссылок на научно-популярные издания должно быть минимальным.

Количество самоцитирований должно быть не более 10–12 % от общего количества ссылок на оригинальные источники.

Далее прилагается второй список литературы (References). В списке на латинице строго сохраняются те же последовательность и нумерация источников, что и в «традиционном» списке. Ссылки на иностранные источники приводятся в обоих списках литературы.

Статьи, не соответствующие указанным требованиям, рассматриваться не будут. При работе над рукописью редакция по согласованию с автором вправе ее сократить. Автор, подписывая статью и направляя ее в редакцию, тем самым передает авторские права на издание этой статьи журналу «Проблемы Арктики и Антарктики/ Arctic and Antarctic Research».

Редакционная коллегия не вступает в дискуссии с авторами по поводу принимаемых ею решений.

Более полные сведения по оформлению статьи приведены в документе «Требования к оформлению статей, присылаемых в журнал Проблемы Арктики и Антарктики», который обязателен для ознакомления при подготовке материалов статьи.

*Об Аннотациях.* Редакция рекомендует всем авторам ознакомиться с Рекомендациями по оформлению аннотаций на английском языке, которые являются для иностранных ученых и специалистов основным и, как правило, единственным источником информации о содержании статьи и изложенных в ней результатах исследований.

Подписано в печать 25.09.2023  
Формат 70×100 1/16  
Тираж 85

Печать цифровая  
Печ. л. 7,625  
Заказ №

ООО «Репроцентр»,  
170006, Россия, г. Тверь, Беляковский переулок, д. 46, пом. 25.

Signed to print 25.09.2023  
Format 70×100 1/16  
Edition 85

Digital Printing  
P.s. 7,625  
Order No

LLC “Reprocenter”,  
170006, Russia, Tver, Belyakovsky lane, 46, office 25.