

ISSN 0555-2648 (Print)
ISSN 2618-6713 (Online)



Проблемы Арктики и Антарктики

Arctic and Antarctic Research

Том 67
№ 4

2021

No 4
Volume 67



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 67, № 4, 2021

ARCTIC AND ANTARCTIC RESEARCH

Volume 67, No 4, 2021

Санкт-Петербург
2021
Saint Petersburg

Журнал продолжает основанное в 1937 г. периодическое издание «Проблемы Арктики».
Выходит 4 раза в год. ISSN 0555-2648 (Print), ISSN 2618-6713 (Online)
Журнал издается под научно-методическим руководством Отделения наук о Земле РАН

Префикс DOI: 10.30758



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

СОСТАВ РЕДКОЛЛЕГИИ:

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

Заместители главного редактора:

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

Члены редколлегии:

д-р геогр. наук Г.В. Алексеев (Санкт-Петербург, Россия)	д-р геогр. наук В.Н. Малинин (Санкт-Петербург, Россия)
канд. физ.-мат. наук Л.П. Бобылев (Санкт-Петербург, Россия)	д-р физ.-мат. наук А.П. Макштадт (Санкт-Петербург, Россия)
чл.-корр. РАН Н.Б. Вахтин (Санкт-Петербург, Россия)	проф. А.В. Марченко (Лонгйир, Норвегия)
проф. Т. Вихма (Хельсинки, Финляндия)	д-р геогр. наук Е.У. Миронов (Санкт-Петербург, Россия)
д-р геогр. наук М.Н. Григорьев (Якутск, Россия)	академик РАН О.Н. Пугачев (Санкт-Петербург, Россия)
д-р биол. наук С.Г. Денисенко (Санкт-Петербург, Россия)	канд. геогр. наук В.Ф. Радионов (Санкт-Петербург, Россия)
д-р Д.В. Дивин (Тромсё, Норвегия)	проф. Д. Райно (Гренобль, Франция)
чл.-корр. РАН С.А. Добролюбов (Москва, Россия)	д-р физ.-мат. наук В.А. Рожков (Санкт-Петербург, Россия)
д-р физ.-мат. наук В.М. Катцов (Санкт-Петербург, Россия)	академик РАН В.А. Румянцев (Санкт-Петербург, Россия)
д-р физ.-мат. наук Б.В. Козелов (Мурманск, Россия)	д-р техн. наук К.Е. Сазонов (Санкт-Петербург, Россия)
академик РАН В.М. Котляков (Москва, Россия)	д-р техн. наук К.Г. Ставров (Санкт-Петербург, Россия)
д-р геол.-минерал. наук Г.Л. Лейченко (Санкт-Петербург, Россия)	чл.-корр. РАН А.А. Тишков (Москва, Россия)
проф. М. Леппаранта (Хельсинки, Финляндия)	д-р физ.-мат. наук О.А. Трошичев (Санкт-Петербург, Россия)
канд. техн. наук В.А. Лихоманов (Санкт-Петербург, Россия)	чл.-корр. РАН Н.Н. Филатов (Петрозаводск, Россия)
академик НАН В.Ф. Логинов (Минск, Беларусь)	д-р геогр. наук К.В. Чистяков (Санкт-Петербург, Россия)
д-р геогр. наук А.С. Макаров (Санкт-Петербург, Россия)	

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

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

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

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

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

Выданы Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций

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

Адрес редакции журнала «Проблемы Арктики и Антарктики»:

199397 Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38.

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

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт.

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

Подписной индекс издания в каталоге ООО «Урал-Пресс»

48657 – на полгода

© ГНЦ РФ ААНИИ, 2021; © Росгидромет, 2021.

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

DOI-prefix: 10.30758



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

EDITORIAL BOARD:

Editor-in-Chief – Vladimir V. Ivanov

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

Deputy of the Editor-in-Chief:

Valery D. Kaminsky, RAS corr.member, Dr. of Sci. (Geology and mineralogy), St. Petersburg, Russia;

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

Genady G. Matishov, academician, Dr. of Sci. (Geography), Rostov on the Don;

Leonid A. Timokhov, Dr. of Sci. (Physics and mathematics), St. Petersburg, Russia.

Members of the editorial board:

Genrikh V. Alekseev, Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia

Leonid P. Bobylev, Cand. of Sci. (Physics and mathematics)

St. Petersburg, Russia

Kirill V. Chistyakov, Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia

Stanislav G. Denisenko, Dr. of Sci. (Biology), St. Petersburg, Russia

Dmitry V. Divine, Cand. of Sci. (Geography), Tromsø, Norway

Sergey A. Dobrolyubov, RAS corr. member, Dr. of Sci. (Geography),
Moscow, Russia

Nikolay N. Filatov, RAS corr. member, Dr. of Sci. (Geography),
Petrozavodsk, Russia

Mikhail N. Grigoriev, Dr. of Sci. (Geography), Yakutsk, Russia

Vladimir M. Kattsov, Dr. of Sci. (Physics and mathematics),
St. Petersburg, Russia

Vladimir M. Kotlyakov, academician, Dr. of Sci. (Geography),
Moscow, Russia

Boris V. Kozelov, Dr. of Sci. (Physics and mathematics), Murmansk,
Russia

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

Matti Leppäranta, Ph.D. (Geography), Prof. emer., Helsinki, Finland;

Vladimir A. Likhomanov, Cand. of Sci. (Technology, P.E.),
St. Petersburg, Russia

Vladimir F. Loginov, academician, Dr. of Sci. (Geography),
Minsk, Belarus

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

Alexander P. Makshtas, Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia

Valery N. Malinin, Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg,
Russia

Alexey V. Marchenko, Dr. of Sci. (Physics and mathematics),
Longyearbyen, Norway

Eygeny U. Mironov, Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia

Oleg N. Pugachev, academician, Dr. of Sci. (Geography),
St. Petersburg, Russia

Vladimir F. Radionov, Cand. of Sci. (Geography),
St. Petersburg, Russia

Dominique Raynaud, Prof. emer., Grenoble, France

Valentin A. Rozhkov, Dr. of Sci. (Physics and mathematics),
St. Petersburg, Russia

Vladislav A. Rumiantsev, academician, Dr. of Sci. (Geography),
St. Petersburg, Russia

Kirill E. Sazonov, Dr. of Sci. (Technology), St. Petersburg, Russia

Konstantin G. Stavrov, Dr. of Sci. (Technology), St. Petersburg,
Russia

Arkady A. Tishkov, RAS corr. member, Dr. of Sci. (Geography),
Moscow, Russia

Oleg A. Troshichev, Dr. of Sci. (Physics and mathematics),
St. Petersburg, Russia

Nikolay B. Vakhtin, corr. member, Dr. of Sci. (Linguistics);
St. Petersburg, Russia

Timo Vihma, Prof., Helsinki, Finland

Executive Secretary – **Irina A. Alekhina**

Literary Editor – **Elena V. Minenko**

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

Registration Certificate for the print publishing ИИ № 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: 25.00.25, 25.00.27, 25.00.28, 25.00.29, 25.00.30, 25.00.31.

Contacts:

199397 Saint Petersburg, Bering str, 38; phone: +7 (812) 416-4251; e-mail: aaresearch@aari.ru.

State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute

<https://www.aaresearch.science>

Subscription index of the journal catalog "Ural-Press" 48657 – for half a year

© SSC RF AARI, 2021; © Roshydromet, 2021.

СОДЕРЖАНИЕ

ОКЕАНОЛОГИЯ

<i>Ф.К. Тузов.</i> Тенденции изменения интенсивности каскадинга плотных вод с арктических шельфов при сокращении ледяного покрова в морях Северного Ледовитого океана.....	318
--	-----

<i>К.В. Артамонова, И.А. Гангнус, Л.А. Духова, В.В. Масленников, Н.А. Лавинен.</i> Пространственная гидрохимическая структура поверхностного слоя атлантического и индоокеанского секторов Южного океана	328
--	-----

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ

<i>В.Я. Липенков, А.В. Туркеев, Н.И. Васильев, А.А. Екайкин, Е.В. Полякова.</i> Температура плавления льда и газосодержание воды на контакте ледника с подледниковым озером Восток	348
--	-----

<i>Н.А. Тебенькова, А.А. Екайкин, Т. Лэппле, Д. Нотц, А.В. Козачек, А.Н. Верес.</i> Связь изотопного состава разных типов осадков в Центральной Антарктиде с температурой воздуха	368
---	-----

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

<i>G.L. Leitchenkov, V.V. Minina, Yu.B. Guseva.</i> Current-controlled sedimentation in the north-western Weddell Sea	382
---	-----

ЛЕДОТЕХНИКА

<i>В.С. Порубаев, Л.Н. Дымент.</i> Типизация полей атмосферного давления в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском	394
--	-----

<i>К.Е. Сазонов.</i> Движение судов в тертых льдах: результаты исследований	406
---	-----

CONTENTS

OCEANOLOGY

- F.K. Tuzov*. Trends in the intensity of dense water cascading from the Arctic shelves due to ice cover reduction in the Arctic seas..... 318
- K.V. Artamonova, I.A. Gangnus, L.A. Dukhova, V.V. Maslennikov, N.A. Lavinen*. Spatial hydrochemical structure in surface waters of the Southern ocean between Africa and Antarctica 328

GLACIOLOGY AND CRYOLOGY OF THE EARTH

- V.Ya. Lipenkov, A.V. Turkeev, N.I. Vasilev, A.A. Ekaykin, E.V. Poliakova*. Melting temperature of ice and total gas content of water at the ice-water interface above subglacial Lake Vostok..... 348
- N.A. Tebenkova, A.A. Ekaykin, T. Laepple, D. Notz, A.V. Kozachek, A.N. Veres*. Dependence of the isotopic composition of different precipitation types on air temperature in Central Antarctica 368

GEOLOGY AND GEOPHYSICS

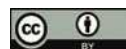
- G.L. Leitchenkov, V.V. Minina, Yu.B. Guseva*. Current-controlled sedimentation in the north-western Weddell Sea 382

ICE TECHNOLOGY

- V.S. Porubaev, L.N. Dymant*. Classification of surface atmospheric pressure fields in the Laptev and East Siberian seas..... 394
- K.E. Sazonov*. Ship operation in brash ice: results of investigations 406

ОКЕАНОЛОГИЯ
OCEANOLOGY

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-318-327>
УДК 551.465.53



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

**ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ КАСКАДИНГА
ПЛОТНЫХ ВОД С АРКТИЧЕСКИХ ШЕЛЬФОВ
ПРИ СОКРАЩЕНИИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА
В МОРЯХ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА**Ф.К. ТУЗОВ^{1,2}¹ — *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*² — *Всероссийский научно-исследовательский институт по проблемам
гражданской обороны и чрезвычайных ситуаций МЧС России, Москва, Россия**fedor-tuz@mail.ru***Резюме**

В статье рассмотрена возможная взаимосвязь изменения площади ледяного покрова шельфовых морей Северного Ледовитого океана с количеством случаев каскадинга — стекания сформировавшихся на шельфе уплотненных в результате охлаждения и/или осолонения вод вдоль уклонов рельефа дна. Выявлено, что в Баренцевом море, море Лаптевых и море Бофорта при уменьшении площади ледяного покрова наблюдается увеличение числа случаев каскадинга, но в остальных арктических морях при сокращении площади ледяного покрова число таких случаев сокращается. Исходя из расчетов количества случаев каскадинга можно сделать вывод о том, что интенсификация формирования уплотненных вод на шельфе и их стекание вдоль континентального склона при сокращении ледяного покрова характерна для отдельных морей СЛО, в которых не наблюдается избыточного распреснения верхнего слоя вод при летнем таянии льда.

Ключевые слова: арктические моря, каскадинг, ледяной покров, математическое моделирование, шельфовая конвекция.

Для цитирования: Тузов Ф.К. Тенденции изменения интенсивности каскадинга плотных вод с арктических шельфов при сокращении ледяного покрова в морях Северного Ледовитого океана // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. № 4. С. 318–327. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-318-327>.

Поступила 01.09.2021

После переработки 22.10.2021

Принята 27.10.2021

**TRENDS IN THE INTENSITY OF DENSE WATER CASCADING
FROM THE ARCTIC SHELVES DUE TO ICE COVER REDUCTION
IN THE ARCTIC SEAS**FEDOR K. TUZOV^{1,2}¹ — *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*² — *Federal State Budgetary Institution All-Russian Scientific Research Institute
for Civil Defense and Emergencies EMERCOM of Russia (Federal Center
for Science and High Technologies), Moscow, Russia**fedor-tuz@mail.ru*

Summary

The article discusses the possible relationship between changes in the ice cover area of the shelf seas of the Arctic Ocean and the intensity of dense water cascading, based on calculation data obtained with the NEMO model for the period 1986–2010, with the findings issued at 5-day intervals and a spatial resolution of $1/10^\circ$. The cascading cases were calculated using an innovative method developed by the author. The work is based on the assumption that as the ice cover in the seas retreats, the formation of cooled dense water masses is intensified, which submerge and flow down the slope from the shelf to great depths. Thus, in the Arctic shelf seas, the mechanism of water densification due to cooling is added to the mechanism of water densification during ice formation, or, replaces it for certain regions. It was found that in the Barents Sea, the Laptev Sea and the Beaufort Sea, a decrease in the ice cover area causes an increase in the number of cases of cascading. However, in most of the Arctic seas, as the area of ice cover decreases, the number of cases of cascading also decreases. As a consequence, for the whole Arctic shelf area, the number of cases of cascading also decreases with decreasing ice cover. It is shown that in the Beaufort Sea the maximum number of cascading cases was observed in the winter period of 2007–2008, which was preceded by the summer minimum of the ice cover area in the Arctic Ocean. In the Barents Sea after 2000, a situation has been observed where the ice area has been decreasing to zero values, whereas the number of cascading cases has for some time (1 month approximately) remained close to high winter values. This possibly means that the cooling and densification of the waters in ice-free areas occurs due to thermal convection. Based on the calculation of the number of cases of cascading, it can be argued that the intensification of cascading due to a reduction in the ice cover is a feature of individual seas of the Arctic Ocean, those in which there is no excessive freshening of the upper water layer due to ice melting.

Keywords: Arctic seas, shelf convection, cascading, mathematical modeling, NEMO model.

For Citation: Tuzov F.K. Trends in the intensity of dense water cascading from the Arctic shelves due to ice cover reduction in the Arctic seas. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (4): 318–327. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-318-327>.

Received 01.09.2021

Revised 22.10.2021

Accepted 27.10.2021

ВВЕДЕНИЕ

Постепенное сокращение площади ледяного покрова Северного Ледовитого океана (СЛО) в конце XX и начале XXI в. в разной степени затронуло акватории его шельфовых морей. Согласно данным спутниковых наблюдений за период 1979–2012 гг., площадь ледяного покрова в Арктике по разным оценкам ежегодно уменьшалась на 51600–70000 км² [1, 2], а после 2007 г. более 50 % площади занимает однолетний лед [2]. В морях Российского сектора Арктики ежегодное сокращение площади составляет 35800 км² в год [3]. Одним из последствий произошедших изменений стало расширение прикромочных ледовых зон (ПЛЗ), в пределах которых сплоченность льда меняется от нуля до 10 баллов. ПЛЗ являются областями интенсивного взаимодействия атмосферы и океана, высоких горизонтальных градиентов термохалинных характеристик, обуславливающих формирование резких фронтальных зон и связанных с ними плотностных течений.

Изменение условий на поверхности океана повлияло на эффективность ключевых гидрофизических процессов в водной толще. Одним из таких процессов является каскадинг — стекание уплотненных, вследствие охлаждения и/или осолонения, вод вдоль понижений рельефа дна [4]. Несмотря на глобальное распространение, каскадинг является локальным процессом с продолжительностью от нескольких дней до нескольких недель. В процессе движения из района формирования вода с большей плотностью постепенно смешивается с окружающими водами, обеспечивая передачу

свойств (тепла, соли, растворенного кислорода и др.) из поверхностной в глубинную структурную зону. В условиях сплоченного ледяного покрова в зимний сезон, что было характерно для окраинных арктических морей во второй половине XX в., основным источником формирования уплотненных вод, питающих каскадинг, были динамические полыньи (возникающие под действием ветра области открытой воды) [5]. При температуре, близкой к точке замерзания, в полыньях быстро нарастает молодой лед, а выделяемая при ледообразовании соль уплотняет нижележащие воды [4]. Как было показано в статье [6], эффективное формирование уплотненных вод в ПЛЗ связано с выносом образовавшегося льда на открытую, сравнительно теплую воду и его последующим таянием. В результате формируется большой горизонтальный градиент плотности между осолоненными водами в зоне ледообразования и распресненными водами в зоне таяния, который обеспечивает условия для интенсивного каскадинга [7]. Общей чертой описанных механизмов формирования уплотненных вод является необходимость осолонения вод в результате ледообразования и халинной конвекции, что является типичным для арктических морей. Однако недавние натурные исследования в районе Центральной банки в Баренцевом море показали, что в случае значительного отступления ледовой кромки в зимний сезон возможен качественный переход к формированию уплотненных вод вследствие не халинной, а термической конвекции, т. е. за счет интенсивной теплоотдачи со свободной ото льда поверхности [8]. В климатических условиях второй половины XX в. такого не наблюдалось, и каскадинг с Центральной банки отмечался лишь в отдельные суровые зимы, когда образовывался лед и халинная конвекция достигала дна [9]. Согласно результатам модельных расчетов, в изменившихся условиях на поверхности над банкой формируется охлажденная плотная водная масса, стекающая по склонам банки на нижележащие горизонты [8].

В предлагаемой работе исследована взаимосвязь между изменением площади льда в арктических морях по спутниковым данным и количеством случаев каскадинга на шельфе и континентальном склоне СЛО, выявленных на основе модельных данных.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для исследования была использована модель NEMO (Nucleus of European Modelling of the Ocean) [10], адаптированная для арктического региона, с пространственным шагом $0,12^\circ$ и интервалом выдачи результатов расчета 5 суток. Модельный расчет выполнен для периода 1986–2010 гг. и подготовлен для исследования циркуляции вод в придонном слое на континентальном склоне до глубины 300 м. Модель имеет 74 расчетных уровня по глубине, из которых верхние 35 — это сигма-уровни, вертикальные координаты которых изменяются в зависимости от глубины узла до 300 м. Ниже размещены 39 уровней с неизменяемой глубиной. Сигма-уровни в районе 300-метровой изобаты размещены чаще для уточнения границ каскадинга. Сопоставление результатов модельного расчета с данными наблюдений каскадинга в морях Бофорта и Чукотском показало возможность для воспроизведения каскадинга при описанных выше параметрах расчета и дискретности выдачи результатов [11]. Кроме этого, возможность развития каскадинга по модельным данным NEMO в Гренландском море была показана в статье [12].

Расчет изменений состояния ледяного покрова в NEMO до версии 3.6 производится с использованием динамико-термодинамической модели LIM2 [13, 14].

Для выявления каскадинга по данным моделирования был разработан алгоритм проверки данных в узлах модельной сетки на условия наличия каскадинга

[15]. Во время работы алгоритма среди модельных данных выделяются узлы сетки на склонах морского дна, в которых придонная плотность воды больше, чем на остальных горизонтах. Если в узлах, окружающих исследуемый, находится узел с меньшей придонной плотностью и большей глубиной, то создаются условия для развития каскадинга на склоне. Из нескольких подходящих узлов на склоне может образовываться цепочка, по которой можно проследить развитие каскадинга [15].

Для установления взаимосвязи динамики ледяного покрова на шельфе и склоне и случаев прохождения каскадинга отобраны узлы модельной сетки с глубиной до 500 м в географических границах морей СЛО [16] (рис. 1). В данном исследовании область шельфа вдоль границы Гренландского моря с Баренцевым и Норвежского моря с Баренцевым будет относиться к акватории Баренцева моря. Затем была рассчитана площадь акваторий морей с глубиной до 500 м и из данных модельного расчета получены данные об изменении площади ледяного покрова в выбранных узлах. Количество случаев каскадинга рассчитывалось в области акватории с глубинами до 500 м и непрерывным уклоном дна к глубоководной части Северного Ледовитого океана. Для каждого моря было получено количество случаев каскадинга и площадь ледяного покрова в % от общей площади исследуемых акваторий (ледовитость).

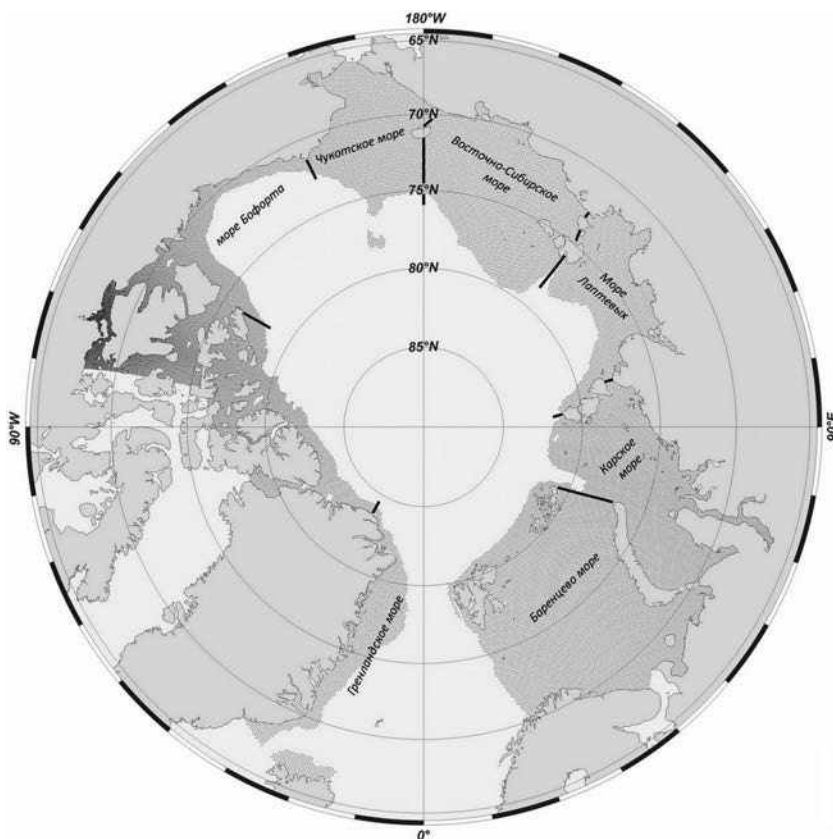


Рис. 1. Границы морей [16] и область узлов модельной сетки с глубиной до 500 м

Fig. 1. Boundaries of the seas [16] and the area of nodes of the model grid with a depth of up to 500 meters

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Построенные линейные тренды площади ледяного покрова и аномалии площади ледяного покрова относительно среднего за весь период показали, что во всех морях СЛО в разной степени наблюдается сокращение площади морского льда (рис. 2, таблица). Вместе с тем для большинства морей, кроме Баренцева, Лаптевых и Бофорта, характерно уменьшение количества случаев каскадинга (см. таблицу).

Баренцево море испытывает значительное влияние теплых атлантических вод и, в силу этого, характеризуется отличным от других морей ледовым режимом. Зимой и весной не вся акватория моря покрыта льдом [17, 18] (рис. 3). Максимальная площадь ледяного покрова, рассчитанная по спутниковым данным, отмечалась

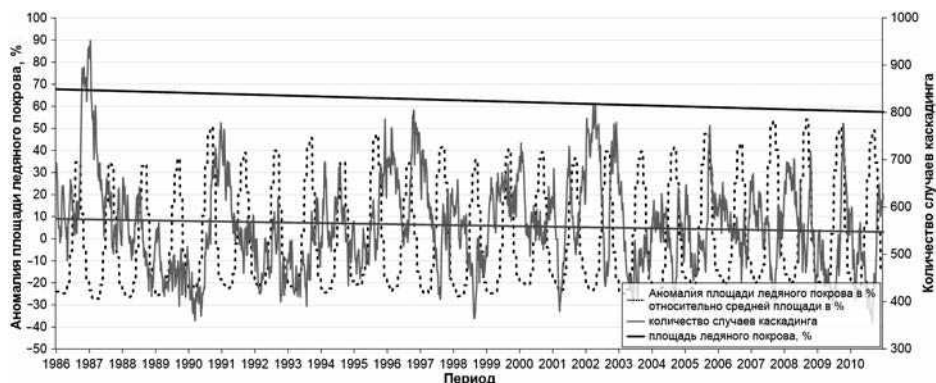


Рис. 2. Изменение количества случаев каскадинга и аномалии площади ледяного покрова (%) относительно средней площади ледяного покрова (%) в акваториях исследуемых морей за период модельного расчета

Fig. 2. Change in the number of cascading cases and anomalies in the ice cover area (%) relative to the average ice cover area (%) of the seas studied during the period of the model calculation

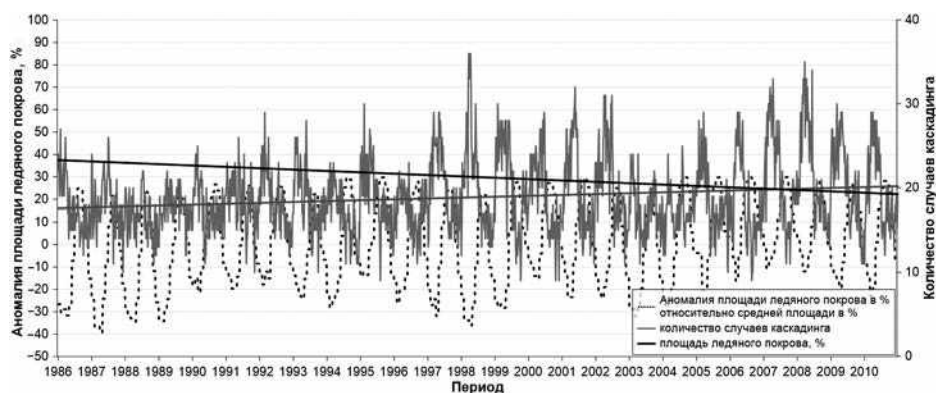


Рис. 3. Изменение количества случаев каскадинга и аномалии площади ледяного покрова (%) относительно средней площади ледяного покрова (%) в Баренцевом море и восточной части Гренландского моря (вдоль побережья Шпицбергена) за период модельного расчета

Fig. 3. Change in the number of cascading cases and anomalies in the ice cover area (%) relative to the average ice cover area (%) in the Barents Sea and the eastern part of the Greenland Sea (along the Svalbard coast) over the period of the model calculation

**Изменение параметров ледяного покрова и числа случаев каскадинга
за весь период модельного расчета: 1986–2010 гг.**

Table

**Changes in the parameters of the ice cover and the number of cascading cases
for the entire period of the model calculation: 1986–2010**

Акватория	Ледовитость в 1986 г.	Изменение ледовитости за год	Ледовитость в 2010 г.	Количество случаев каскадинга в 1986 г.	Изменение количества случаев каскадинга за год	Количество случаев каскадинга в 2010 г.
Баренцево море	38	–0,72	20	17	+0,16	21
Карское море	71	–0,4	61	125	–0,420	115
Море Лаптевых	76	–0,2	71	60	+0,8	80
Восточно-Сибирское море	85	–0,24	79	179	–1,96	130
Чукотское море	72	–0,28	65	122	–0,28	115
Море Бофорта	83	–0,24	77	50	+0,88	72
Побережье Канадского Арктического архипелага и Гренландии	95	–0,16	91	7	–0,04	6
Гренландское море	65	–0,12	62	5	0	5
Все исследуемые акватории	68	–0,32	60	565	–0,84	544

Примечание. Количество случаев каскадинга в начале и конце исследуемого периода времени определено по соответствующим линейным трендам и округлено до ближайшего целого числа.

зимой 1998 г. [1]. В этот год наблюдалась и максимальное количество случаев каскадинга в зимний период — 37 случаев в отдельный пятидневный период (рис. 3). Интенсивное ледообразование привело к выделению большого количества соленой воды и значительному уплотнению вод. После 2000 г. практически каждый год наблюдается ситуация, когда площадь льда уменьшается до близких к нулю значений, а количество случаев каскадинга в течение некоторого времени (приблизительно 1 месяц) остается близким к высоким зимним значениям. Это может означать, что часть случаев происходит без процесса ледообразования, только при охлаждении и уплотнении вод на участках акватории, свободной ото льда. Также наблюдается увеличение количества случаев каскадинга в зимний период при уменьшении площади ледяного покрова. Количество случаев каскадинга увеличилось с 17 до 21, при этом площадь ледяного покрова снижается с 38 % до 20 % (рис. 3, см. таблицу). Такая же динамика наблюдается в море Бофорта и море Лаптевых.

В море Лаптевых площадь ледяного покрова сокращается с 76 % до 71 %, при этом количество случаев каскадинга увеличивается с 60 до 80 (рис. 4, см. таблицу). Так же как и в остальных морях, кроме Баренцева, в зимние и весенние месяцы вся акватория может быть покрыта льдом, однако в летние и осенние месяцы акватория может полностью освободиться ото льда. В большинстве годовых циклов максимум количества случаев каскадинга приходится на зимние месяцы, при активном ледообразовании. В 2000, 2007 и 2008 гг. количество случаев каскадинга достигало 180, 185 и 187 соответственно (рис. 4).

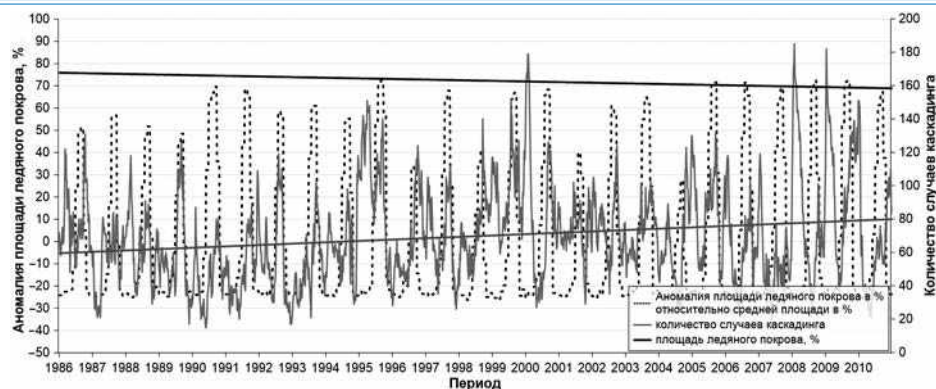


Рис. 4. Изменение количества случаев каскадинга и аномалии площади ледяного покрова (%) относительно средней площади ледяного покрова (%) в море Лаптевых за период модельного расчета

Fig. 4. Change in the number of cascading cases and anomalies in the ice cover area (%) relative to the average ice cover area (%) in the Laptev Sea over the period of the model calculation

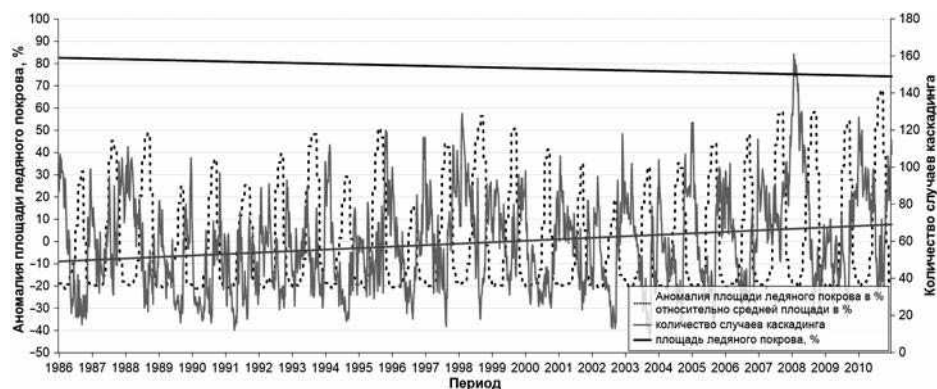


Рис. 5. Изменение количества случаев каскадинга и аномалии площади ледяного покрова (%) относительно средней площади ледяного покрова (%) в море Бофорта за период модельного расчета

Fig. 5. Change in the number of cascading cases and anomalies in the ice cover area (%) relative to the average ice cover area (%) in the Beaufort Sea over the period of the model calculation

В море Бофорта площадь ледяного покрова сокращается с 83 % до 77 %, а количество случаев каскадинга увеличивается с 50 до 72 (рис. 5, см. таблицу). В зимние и весенние месяцы практически 100 % исследуемой акватории покрыто льдом, и преимущественно на начало этого периода приходятся максимумы количества случаев каскадинга. Максимальное количество зафиксировано весной 2008 г. — 162 случая за пятидневный интервал (рис. 5). Предполагается, что это стало следствием выхолаживания вод на свободной ото льда мелководной части шельфа и их стекания на более глубокие горизонты. В статье [11] разобраны случаи прохождения каскадинга. При этом к стеканию охлажденных плотных вод добавляется стекание осолоненных при ледообразовании вод. Следует отметить, что зима 2007/08 г. последовала за летним минимумом ледяного покрова в Северном Ледовитом океане, особенно в Канадском бассейне [17]. Это привело к выхолаживанию и уплотнению вод на мелководной части

шельфа моря Бофорта. Обширный относительно плоский шельф позволяет накопить плотные воды вдали (до 150 км) от склона. Накопленные на шельфе плотные воды перемещаются к подводным каньонам и стекают по ним на более глубокие горизонты. При осенне-зимнем ледообразовании продолжается уплотнение вод при осолонении.

В других морях СЛО, несмотря на тренд уменьшения ледовитости, не наблюдается увеличения количества случаев каскадинга (таблица). Лидером по количеству случаев каскадинга является Восточно-Сибирское море. Большая часть его акватории представляет собой мелководную шельфовую область со слабым уклоном к центральной части СЛО. В таких условиях удастся зафиксировать большое количество случаев каскадинга (стекания уплотненных вод на большую глубину), однако максимальные глубины при этом малы (около 100 м). Выявить однозначную зависимость максимумов случаев каскадинга с динамикой ледяного покрова по годовым циклам не удалось (таблица). В Гренландском море (таблица) и вдоль побережья Канадского Арктического архипелага (таблица) количество случаев каскадинга незначительно и редко превышает 10 за отдельный пятидневный интервал.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Расчет количества случаев каскадинга по разработанной методике показал, что для всего шельфа СЛО не наблюдается увеличения случаев каскадинга при уменьшении ледовитости. Однако на основе данных модельного расчета и исходя из расчетов количества случаев каскадинга для каждого моря (таблица) автором подтверждается вывод, сделанный в статье [11] о том, что интенсификация каскадинга при уменьшении площади ледяного покрова характерна для отдельных морей СЛО. В море Бофорта зимой 2007/08 г. зафиксирован максимум количества случаев каскадинга, связанный с выхолаживанием и уплотнением вод на свободном ото льда шельфе.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Финансирование. Статья выполнена при поддержке гранта РФФИ 19-35-90124 «Аспиранты».

Благодарности. Автор выражает благодарность своему научному руководителю Владимиру Владимировичу Иванову за предоставленные данные и помощь в оформлении результатов.

Competing interests. The author has no competing interests.

Funding. The article was supported by the Russian Foundation for Basic Research (grant 19-35-90124 “Postgraduates”).

Acknowledgments. The author expresses his gratitude to his research advisor Vladimir V. Ivanov for the data provided and assistance in the presentation of the results.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шалина Е.В. Сокращение ледяного покрова Арктики по данным спутникового пассивного микроволнового зондирования // Современные проблемы изучения Земли из космоса. 2013. Т. 10. Вып. 1. С. 328–336.
2. Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В. Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследование Земли из космоса. 2013. Т. 4. С. 50–65.
3. Моря российской Арктики в современных климатических условиях. СПб.: ААНИИ, 2021. 360 с.

4. Shapiro G.I., Huthnance J.M., Ivanov V.V. Dense water cascading off the continental shelf // J. Geophys. Res.: Oceans. 2003. V. 108. № 12. P. 1–19. doi: 10.1029/2002jc001610.
5. Иванов Б.В., Тимачев В.Ф., Священников П.Н., Макишас А.П., Бедненко В.М., Павлов А.К. Энергомассообмен между океаном и атмосферой в районе зимней полыньи к северу от архипелага Шпицберген // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. Т. 2. С. 111–118.
6. Ivanov V.V., Shapiro G.I. Formation of a dense water cascade in the marginal ice zone in the Barents Sea // Deep Sea Research. Part I: Oceanographic Research Papers. 2005. V. 52. № 9. P. 1699–1717.
7. Иванов Б.В. Усиление водообмена между шельфом и Арктическим бассейном в условиях снижения ледовитости // Доклады Академии наук. 2011. Т. 441. Вып. 1. С. 103–107.
8. Ivanov V. V., Tuzov F. K. Formation of dense water dome over the Central Bank under conditions of reduced ice cover in the Barents Sea // Deep Sea Research. Part I: Oceanographic Research Papers. 2021. V. 175. P. 103590.
9. Quadfasel D., Rudels B., Selshov S. The Central Bank vortex in the Barents Sea: water mass transformation and circulation // ICES Marine Science Symposium. 1992. V. 195. P. 40–51.
10. Madec G., Bourdallé-Badie R., Chanut J., Clementi E., Coward A., Ethé Ch. NEMO ocean engine (Version v4.0). Notes Du Pôle De Modélisation De L'institut Pierre-Simon Laplace (IPSL). Paris: Zenodo, 2019. 247 p. doi:10.5281/zenodo.1464816.
11. Luneva M.V., Ivanov V.V., Tuzov F.K., Aksenov Y., Harle J.D., Kelly S., Holt J.T. Hotspots of dense water cascading in the Arctic Ocean: Implications for the Pacific water pathways // J. Geophys. Res.: Oceans. 2020. V. 125. № 10. P. 1–35. doi: 10.1029/2020JC016044.
12. Marson J.M., Myers P.G., Hu X., Petrie B., Azetsu-Scott K., Lee C.M. Cascading of the West Greenland Shelf: A numerical perspective // J. Geophys. Res.: Oceans. 2017. V. 122. № 7. P. 5316–5328.
13. Fichefet T., Maqueda M. Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics // J. Geophys. Res.: Oceans. 1997. V. 102. № C6. P. 12609–12646.
14. Bouillon S., Maqueda M., Legat V., Fichefet T. An elastic–viscous–plastic sea ice model formulated on Arakawa B and C grids // Ocean Modelling. 2009. V. 27. № 3–4. P. 174–184.
15. Тузов Ф.К. Разработка и применение алгоритма определения каскадинга у побережья архипелага Северная Земля // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2021. Т. 4. С. 52–61.
16. Залогин Б.С., Косарев А.Н. Моря. М.: Мысль, 1999. 400 с.
17. Perovich D.K., Richter-Menge J.A., Jones F.K., Light B. Sunlight, water, and ice: Extreme Arctic Sea ice melt during the summer of 2007 // Geophysical Research Letters. 2008. V. 35. № 11. L11501. doi:10.1029/2008GL034007.
18. Деев М.Г. Ледяной покров Арктики и его устойчивость // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2011. № 3. С. 52–57.

REFERENCES

1. Shalina E.V. Reduction of ice cover in the Arctic according to satellite passive microwave sounding. *Sovremennye problemy izucheniia Zemli iz kosmosa*. Modern problems of studying the Earth from space. 2013, 10 (1): 328–336. [In Russian].
2. 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].
3. *Moria rossiiskoi Arktiki v sovremennykh klimaticheskikh usloviakh*. Seas of the Russian Arctic in modern climatic conditions. St. Petersburg: Proc. of AARI, 2021: 360 p. [In Russian].

4. Shapiro G.I., Huthnance J.M., Ivanov V.V. Dense water cascading off the continental shelf. *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2003, 108 (12): 1–19. doi: 10.1029/2002jc001610.
5. Ivanov B.V., Timachev V.F., Sviashchennikov P.N., Makshtas A.P., Bednenko V.M., Pavlov A.K. Energy and mass exchange between the ocean and the atmosphere in the winter polynya region north of the Spitsbergen archipelago. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2013, 2: 111–118. [In Russian].
6. Ivanov V.V., Shapiro G.I. Formation of a dense water cascade in the marginal ice zone in the Barents Sea. *Deep Sea Research. Part I: Oceanographic Research Papers*. 2005, 52 (9): 1699–1717.
7. Ivanov V.V. Intensification of water exchange between the shelf and the Arctic basin under conditions of reduced ice coverage. *Doklady Akademii nauk*. Academy of Sciences reports. 2011, 441 (1): 103–107. [In Russian].
8. Ivanov V.V., Tuzov F.K. Formation of dense water dome over the Central Bank under conditions of reduced ice cover in the Barents Sea. *Deep Sea Research. Part I: Oceanographic Research Papers*. 2021, 175: 103590.
9. Quadfasel D., Rudels B., Selshov S. The Central Bank vortex in the Barents Sea: water mass transformation and circulation. *ICES Marine Science Symposium*. 1992, 195: 40–51.
10. Madec G., Bourdallé-Badie R., Chanut J., Clementi E., Coward A., Ethé Ch. NEMO ocean engine (Version v4.0). Notes Du Pôle De Modélisation De L'institut Pierre-Simon Laplace (IPSL). Paris: Zenodo, 2019: 247 p.
11. Luneva M.V., Ivanov V.V., Tuzov F.K., Aksenov Y., Harle J.D., Kelly S., Holt J.T. Hotspots of dense water cascading in the Arctic Ocean: Implications for the Pacific water pathways. *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2020, 125 (10): P. 1–35. doi: 10.1029/2020JC016044.
12. Marson J.M., Myers P.G., Hu X., Petrie B., Azetsu-Scott K., Lee C.M. Cascading of the West Greenland Shelf: A numerical perspective. *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2017, 122 (7): 5316–5328.
13. Fichefet T., Maqueda M. Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1997, 102 (C6): 12609–12646.
14. Bouillon S., Maqueda M., Legat V., Fichefet T. An elastic–viscous–plastic sea ice model formulated on Arakawa B and C grids. *Ocean Modelling*. 2009, 27 (3–4): 174–184.
15. Tuzov F.K. Development and application of an algorithm for determining cascading off the coast of the Severnaya Zemlya archipelago. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Ser. 5. Geografiia*. Moscow University Bulletin. Ser. 5. Geography. 2021, 4: 52–61. [In Russian].
16. Zalogin B.S., Kosarev A.N. *Moria*. Seas. Moscow: Idea, 1999: 400 p. [In Russian].
17. Perovich D.K., Richter-Menge J.A., Jones F.K., Light B. Sunlight, water, and ice: Extreme Arctic Sea ice melt during the summer of 2007. *Geophysical Research Letters*. 2008, 35 (11): L11501. doi:10.1029/2008GL034007.
18. Deev M.G. Arctic ice cover and its stability. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Ser. 5. Geografiia*. Moscow University Bulletin. Ser. 5. Geography. 2011, 3: 52–57. [In Russian].

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-328-347>
УДК 551.464(99)



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ АТЛАНТИЧЕСКОГО И ИНДООКЕАНСКОГО СЕКТОРОВ ЮЖНОГО ОКЕАНА

К.В. АРТАМОНОВА^{1*}, И.А. ГАНГНУС², Л.А. ДУХОВА¹, В.В. МАСЛЕННИКОВ¹, Н.А. ЛАВИНЕН³

¹ — Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства
и океанографии, Москва, Россия

² — Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

³ — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург, Россия

*ksusha.vniro@gmail.com

Резюме

Многие гидрохимические характеристики и в первую очередь основные биогенные элементы (фосфор, азот, кремний) могут служить хорошими индикаторами для выделения различных типов водных масс и положения основных фронтов Южного океана. Сезонная и межгодовая изменчивость этих характеристик отражает также и характер протекания биологических процессов в поверхностном слое океана, что важно для оценки биологической продуктивности. Целью данного исследования было провести анализ основных особенностей пространственного распределения гидрохимических характеристик в поверхностном слое атлантического и индooкеанского секторов Южного океана между Субантарктическим фронтом и берегами Антарктиды, а также оценить их сезонную (весна–осень) и межгодовую изменчивость за период наблюдений с 2008 по 2020 г. Установлено, что межгодовая изменчивость биогенных элементов определялась пространственным смещением основных фронтов Антарктического циркумполярного течения, а также интенсивностью крупномасштабного круговорота Уэдделла. Сезонная динамика биогенных элементов на большей части исследуемой акватории была выражена достаточно слабо. Исключение составляют районы высокоширотных «оазисов» (шельфовые воды морей Содружества и Дейвиса), где наблюдалась максимальная сезонная изменчивость гидрохимических характеристик. Результаты многолетнего мониторинга гидрохимических условий в море Содружества позволили выделить условно «теплые» годы с ранней вегетацией (в конце декабря) и интенсивным потреблением фитопланктоном биогенных элементов и «холодные» годы, когда формирование летних «оазисов» в декабре–январе не наблюдалось.

Ключевые слова: атлантический сектор, биогенные элементы, гидрохимическая структура, индooкеанский сектор, поверхностные воды, растворенный кислород, сезонная и межгодовая изменчивость, температура воды, Южный океан.

Для цитирования: Артамонова К.В., Гангнус И.А., Духова Л.А., Масленников В.В., Лавинен Н.А. Пространственная гидрохимическая структура поверхностного слоя атлантического и индooкеанского секторов Южного океана // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. № 4. С. 328–347. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-328-347>.

Поступила 11.09.2021

После переработки 26.11.2021

Принята 29.11.2021

SPATIAL HYDROCHEMICAL STRUCTURE IN SURFACE WATERS OF THE SOUTHERN OCEAN BETWEEN AFRICA AND ANTARCTICA

KSENIYA V. ARTAMONOVA^{*1}, IVAN A. GANGNUS², LIUDMILA A. DUKHOVA¹,
VYACHESLAV V. MASLENNIKOV¹, NATALIYA A. LAVINEN³

¹ — Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia

² — Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

³ — State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

*ksusha.vniro@gmail.com

Summary

Some hydrochemical characteristics and, first of all, the main nutrients (phosphorus, nitrogen, silicon) can be used as markers for distinguishing different types of water masses and positions of the main fronts of the Southern Ocean. The seasonal and interannual variability of these characteristics also reflects the character of biological processes in the surface layer of the ocean, which is important for assessing biological productivity. The aim of this study was to analyze the main features of the spatial distribution of hydrochemical characteristics in the surface layer in the Atlantic and Indian Ocean sectors of the Southern Ocean between the Subantarctic Front and the shores of Antarctica and assess their seasonal (spring–autumn) and interannual variability for the observation period from 2008 to 2020. We describe the surface nutrient concentrations between Africa and Antarctica along the transects that cross the Subantarctic Front (SAF) in the north, the Polar Frontal Zone (PFS), Polar Front (PF) and Antarctic Zone water in the south. The findings revealed an increase in dissolved oxygen and nutrients towards the south. Nitrates changed values within the SAF from 15 μM to 24 μM , whereas values from 1.2 μM to 1.7 μM were observed for phosphates. Silicate increased considerably within the Polar Front, from 6.6 μM to 20.8 μM . An analysis was carried out of the seasonal and interannual variability of the hydrochemical conditions in the surface layer of the Southern Ocean. The interannual variability of the nutrients was determined by the spatial variability of the main fronts of the Antarctic Circumpolar Current (ACC) and the intensity of the large-scale Weddell Gyre (WG). Since 2017, there has been an increase in the meridional transfer of waters: in the Antarctic Summer 2017–2018, there was a spreading of high-nutrient WG waters toward the north, and in the Summer 2019–2020, the low-nutrient waters anomaly was transferred far to the south (up to 60°S).

According to the data obtained, the seasonal dynamics of the nutrients in the surface layer of the Southern Ocean was rather weakly expressed. An exception is the high-latitude waters of the Cooperation and Davis Seas, where maximum seasonal variability of the hydrochemical characteristics was observed. The highest rate of nutrient consumption was observed in the coastal area of the Cooperation Sea near the fast ice edge from mid–December to early January and reached 3.2 μM per day for silicate, 1.8 μM per day for nitrates, and 0.12 μM per day for mineral phosphorus. The results of the long-term monitoring of the hydrochemical conditions in the Cooperation Sea made it possible to distinguish conditionally “warm” years with early vegetation (at the end of December) and intensive consumption of nutrients by phytoplankton, and “cold” years, when the formation of high-latitude “oases” in December–January was not observed.

Keywords: Antarctic fronts, Atlantic sector, dissolved oxygen, Indian sector, nitrate, nutrients, phosphate, seasonal and interannual variability, silicate, surface waters, temperature, the Southern Ocean.

For Citation: Artamonova K.V., Gangnus I.A., Dukhova L.A., Maslennikov V.V., Lavinen N.A. Spatial hydrochemical structure in surface waters of the Southern ocean between Africa and Antarctica. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (4): 328–347. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-328-347>.

Received 11.09.2021

Revised 26.11.2021

Accepted 29.11.2021

ВВЕДЕНИЕ

Гидрохимические условия поверхностных вод Южного океана формируются под влиянием сложной динамики вод этого региона: положения фронтов основных струй Антарктического циркумполярного течения (АЦТ), подъема глубинных вод, богатых биогенными веществами, в циклонических круговоротах и выноса их на север в районе круговорота Уэдделла. Существенное влияние на распределение гидрохимических характеристик оказывают биохимические процессы синтеза и разложения органического вещества [1–3]. В сумме физические и биохимические факторы формируют уникальные особенности гидрохимических условий Южного океана, заключающиеся в том, что верхний поверхностный слой антарктических вод является богатейшим по запасу биогенных элементов по сравнению с другими районами Мирового океана [3–6].

В Южном океане на севере выделяют теплые, соленые с минимальными концентрациями биогенных элементов субтропические воды, южной границей которых служит Субтропический фронт, характеризующийся резким градиентом температуры и солености [7]. Южнее расположены две основные климатические зоны Южного океана: более бедная по содержанию растворенного кислорода и биогенных элементов Субантарктическая и Антарктическая с высокими концентрациями растворенного кислорода и биогенных веществ, разделенные четко выраженным гидрохимическим фронтом [5–6, 8]. Взаимодействие субантарктических и антарктических вод происходит в Южной полярной фронтальной зоне (ЮПФЗ), границами которой являются Субантарктический фронт (САФ) и Южный полярный фронт (ЮПФ). Внутри Антарктической зоны выделяется менее контрастный Южный фронт Антарктического циркумполярного течения (ЮФАЦТ) [9], или Вторичная фронтальная зона Антарктики [6, 10–12]. Этот фронт формируется между двумя структурными модификациями антарктического типа вод и разделяет воды южной периферии АЦТ и воды высокоширотной модификации (ВВ), приуроченные к приматериковым циклоническим круговоротам [6]. В районе ЮФАЦТ наблюдается резкий градиент в концентрации растворенного кремния, который является поверхностным критерием для выделения этого фронта [4–5, 13]. Широтное положение ЮФАЦТ в водах Антарктики сильно варьирует, что приводит к резким различиям в поверхностном распределении биогенных элементов в разных секторах Южного океана. При этом характер распределения кремния определяется главным образом крупномасштабными циркуляционными особенностями, в то время как для распределения минерального фосфора и нитратного азота свойственна некоторая мозаичность, связанная с интенсивностью фотосинтеза [5].

На большей части акватории Мирового океана при протекании продукционно-деструкционных процессов биогенные элементы извлекаются из морской воды и возвращаются обратно в соответствии со стехиометрическими соотношениями [14]. По мнению многих исследователей [7, 15–16 и др.], содержание биогенных элементов в Антарктике не лимитирует первичную продукцию, их концентрации в поверхностном слое антарктических вод постоянно недорасходятся фитопланктоном. При этом реальная первичная продукция в большинстве случаев оказывается меньше, чем потенциально возможная при полном использовании фитопланктоном запаса биогенных элементов. В связи с этим некоторые ученые высказывают мнение о лимитирующей роли микроэлементов [7, 16–23], например железа. Проведенные в Южном океане эксперименты не подтвердили эту гипотезу [14, 24–27]. Однако в некоторых высокоширотных районах Антарктики наблюдается практически полное

потребление биогенных элементов до нулевых значений. Такие ситуации достаточно редки для вод Южного океана, локальны и кратковременны. Они связаны с сильными вспышками цветения фитопланктона в так называемых «оазисах», высокоширотных участках вблизи отступающей кромки льда, где при формировании тонкого поверхностного слоя распресненной воды в сочетании с большим количеством солнечной радиации и маловетреной погоды могут создаваться благоприятные условия для такого явления [5–6, 28].

Целью данного исследования было провести анализ основных особенностей пространственного распределения гидрохимических характеристик в поверхностном слое Южного океана (в районе между Африкой и Антарктидой) и оценить их сезонную (весна–осень) и межгодовую изменчивость за период наблюдений с 2008 по 2020 г.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

В работе использовались данные, полученные коллективом ФГБНУ «ВНИРО» в период с 2008 по 2020 г. в составе Российской антарктической экспедиции (РАЭ) на научно-экспедиционных судах (НЭС) «Академик Федоров» и «Академик Трёшников» (табл. 1). Гидрохимические исследования проводились по ходу движения судна при пересечении всего пояса антарктических вод от Субантарктического фронта (САФ) на севере до берегов Антарктиды на юге (рис. 1). Отбор проб воды проводился с поверхностного горизонта (0–1 м) через каждые 20–35 миль. В период работ 53, 57, 59 и 64–65-й РАЭ гидрохимические данные были получены в течение весенне-летнего (декабрь–февраль) и раннеосеннего (март–апрель) антарктического периода, что позволило выявить сезонную изменчивость гидрохимических условий в антарктических водах (см. табл. 1). Массив данных содержал значения температуры воды, концентрации растворенного кислорода, растворенного кремния, минерального фосфора, аммонийного и нитратного азота, а также органических форм азота и фосфора в поверхностном слое Южного океана.

Таблица 1

Информация о гидрохимических данных, полученных с 2008 по 2020 г.

Table 1

Hydrochemical data obtained from 2008 to 2020

Экспедиция	Судно	Период выполнения работ
53-я РАЭ	НЭС «Академик Федоров»	18.01.2008–25.01.2008 28.02.2008–02.03.2008
54-я РАЭ	НЭС «Академик Федоров»	21.12.2008–05.02.2009
55-я РАЭ	НЭС «Академик Федоров»	07.12.2009–16.02.2010
57-я РАЭ	НЭС «Академик Федоров»	13.12.2011–13.02.2012 03.03.2012–07.04.2012
58-я РАЭ	НЭС «Академик Федоров»	07.12.2012–22.01.2013
59-я РАЭ	НЭС «Академик Федоров» НЭС «Академик Трёшников»	07.12.2013–17.03.2014 09.03.2014–30.04.2014
60-я РАЭ	НЭС «Академик Федоров»	14.12.2014–14.01.2015
61-я РАЭ	НЭС «Академик Федоров»	20.12.2015–11.01.2016
62-я РАЭ	НЭС «Академик Федоров»	22.12.2016–14.01.2017
63-я РАЭ	НЭС «Академик Федоров»	02.12.2017–09.01.2018
64-я РАЭ	НЭС «Академик Федоров»	16.12.2018–20.02.2019 23.03.2019–24.04.2019
65-я РАЭ	НЭС «Академик Федоров»	19.02.2020–26.02.2020 25.04.2020–30.04.2020

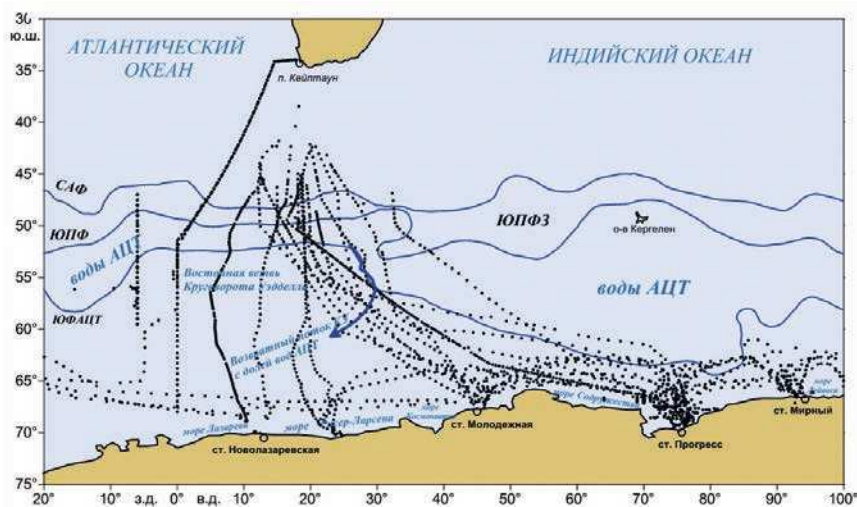


Рис. 1. Схема станций, выполненных в период с 2008 по 2020 г. в составе Российской антарктической экспедиции (РАЭ). Структура вод приводится по [9]

Fig. 1. Locations of stations established from 2008 to 2020 within the Russian Antarctic Expedition (RAE). The water structure is indicated according to [9]

Для анализа полученного массива гидрохимических данных были построены карты пространственного распределения исследуемых характеристик, осредненные за весь период наблюдения (декабрь–апрель) с использованием программы Ocean Data View методом Weight-average gridding.

Гидрохимический анализ проводился в судовой лаборатории непосредственно после отбора по стандартным методикам [29]. Пробы воды предварительно не фильтровались, определялось все доступное для фитопланктона содержание биогенных элементов [30–31]. В районах с более высокой потенциальной продуктивностью вводилась поправка на мутность в соответствии с методическими рекомендациями [29].

Растворенный в морской воде кислород определялся по методу Винклера в модификации А.М. Черняковой титрованием пробы 0,02 н раствором тиосульфата натрия. Содержание растворенной кремнекислоты при концентрациях более 50 μM определялось по желтому, при концентрациях менее 50 μM — по голубому кремнемолибденовому комплексу. Минеральный фосфор, растворенный в морской воде, определялся методом Морфи–Райли. Определение аммонийного азота проводили по методу Сэйджи–Солорзано с гипохлоритом натрия и фенолом с образованием интенсивно окрашенного голубого комплекса. Нитратный азот определялся методом, основанным на восстановлении нитратов до нитритов. В качестве восстановителя применялся омедненный кадмий. Дальнейшее определение проводилось по методике Бендшнайдера и Робинсона для нитритного азота. В основе этого метода лежит его реакция с сульфаниламидом и N-1-нафтилэтилендиамином, с последующим образованием окрашенных диазосоединений.

Кроме непосредственно измеряемых характеристик для анализа вод использовалось соотношение Si/P, предложенное Н.В. Аржановой в качестве критерия выделения вод разной модификации [1, 6].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Пространственная гидрохимическая структура поверхностного слоя и фронты Южного океана

Результаты исследований, выполненных с 2008 по 2020 г. на меридиональных разрезах от САФ на севере до берегов Антарктиды на юге, отражали сложную пространственную структуру вод этого региона (см. рис. 1). По поверхностному распределению гидрохимических показателей выделялись относительно однородные участки и более резкие градиенты концентраций биогенных элементов, указывающие на присутствие фронтальных разделов. В районе ЮПФЗ происходило резкое увеличение всех гидрохимических показателей в южном направлении, при этом на северной ее границе, в районе САФ, наряду с резким падением температуры воды поверхностного слоя в среднем более чем на 2 °С, возрастали концентрации растворенного кислорода до 7,1 мл/л, минерального фосфора до 1,6 μM (рис. 2а, рис. 3а) и нитратного азота до 22 μM (табл. 2) (рис. 2б, см. рис. 3а).

Содержание растворенного кремния в САФ менялось от 0,4 до 4,3 μM (см. рис. 3а), при этом в некоторые годы концентрация кремния оставалась постоянной или незначительно уменьшалась. В то же время в районе ЮПФ (южная граница ЮПФЗ) наблюдался поверхностный градиент растворенного кремния, концентрация которого в районе ЮПФ резко возрастала с 6,6 до 20,8 μM (см. табл. 2) (рис. 2в, см. рис. 3а).

Известно, что если Южный океан в целом можно отнести к малопродуктивным районам Мирового океана с высокими концентрациями биогенных элементов и низким содержанием хлорофилла, то ЮПФЗ считается одним из уникальных районов Южного океана с высокими величинами первичной продукции и биомассы фитопланктона [7, 32]. По полученным данным внутри ЮПФЗ непосредственно перед ЮПФ отмечался локальный максимум аммонийного азота (от 1,0 до 2,7 μM), при этом на большей части исследуемой акватории его содержание, как правило, не

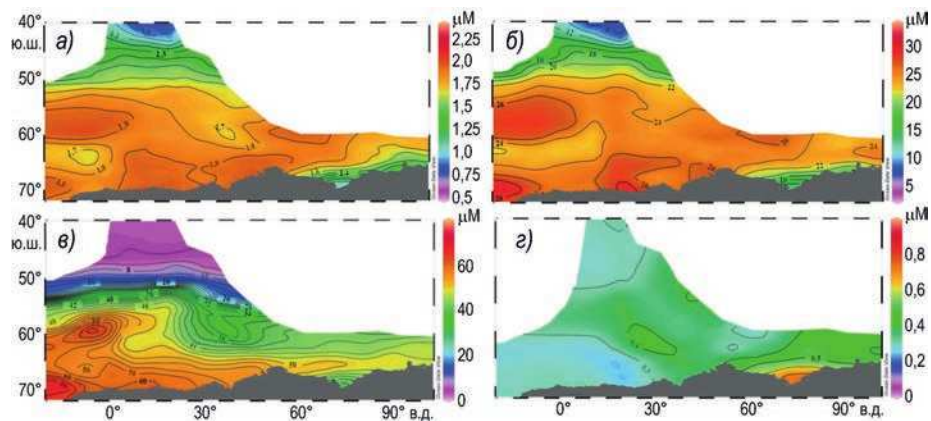


Рис. 2. Пространственное распределение фосфатов, μM (а), нитратов, μM (б), растворенного кремния, μM (в) и органического фосфора, μM (г) в поверхностных водах Южного океана между Африкой и Антарктидой (осредненные данные с 2008 по 2020 г.)

Fig. 2. Spatial distribution of phosphates, μM (a), nitrates, μM (б), dissolved silicon, μM (в), organic forms of phosphorus, μM (г) in the surface waters of the Southern Ocean between Africa and Antarctica (averaged data from 2008 to 2020)

**Диапазоны изменчивости температуры воды и гидрохимических показателей
в поверхностном слое Южного океана за период с 2008 по 2020 г.**

Table 2

**Ranges of variability of water temperature and hydrochemical parameters
in the surface layer of the Southern Ocean for the period from 2008 to 2020**

Параметр	Воды ЮПФЗ		Воды АЦТ	ЮФАЦТ	Высоко-широтные воды КУ	ТВ возвратного потока КУ	ВВ приматериковых морей
	САФ	ЮПФ					
T, °C	8,5–5,0	4,5–2,5	3,2–1,7	2,5–0,73	–0,6–1,9	0,8–2,2	–1,9–3,2
O ₂ , мл/л	6,5–7,1	7,0–7,5	7,0–7,8	7,0–8,1	—	—	7,2–9,4
Si, µM	0,4–4,3	6,6–20,8	20,4–30,6	30,0–50,0	45,7–80,0	35–55	5,0–81,0
PO ₄ , µM	1,2–1,6	1,6–1,73	1,5–1,8	1,7–1,9	1,70–2,1	1,5–1,7	0,2–2,1
NO ₃ , µM	15,0–22,0	21,9–23,5	21,7–26,2	24,2–27,0	23,6–30,5	20,0–24,0	0,4–31,4
Si/P	2,0–3,1	4,1–11,8	11,5–15,0	15–25	25–35	15,9–25,4	20–46
N/P	13,4–13,6	13,7–14,6	14,6–15,3	13,7–14,6	14,0–16,0	14,0–16,0	6–20

превышало 0,5 µM. Концентрации органических форм азота и фосфора в ЮПФЗ менялись не столь значительно, в некоторые годы отмечалось их увеличение во фронтальной зоне до 25–30 µM и до 0,4–0,5 µM соответственно.

Южнее ЮПФ простирался пояс вод АЦТ, характеризующийся более высокими концентрациями растворенного кислорода (до 7,8 мл/л), фосфатов (до 1,8 µM) и нитратов (до 26,2 µM) (см. табл. 2). Содержание кремния в водах АЦТ изменялось от 20,4 до 30,6 µM. В районе Южного фронта АЦТ (ЮФАЦТ) наблюдался резкий градиент растворенного кремния в поверхностных водах, где его концентрации возрастали от 30 до 50 µM (см. табл. 2) (см. рис. 3а). Градиент концентрации кремния служит надежным индикатором поверхностного положения фронта ЮФАЦТ.

Воды высокоширотной модификации, представленные массивом вод восточной периферии круговорота Уэдделла (КУ), характеризовались высокими концентрациями растворенного кремния (45,7–80 µM), фосфатов (1,7–2,1 µM) и нитратов (23,6–30,5 µM) в поверхностном слое воды (см. табл. 2) (см. рис. 2). Южнее простирался пояс трансформированных вод (ТВ), сформированных возвратным потоком КУ с долей вод АЦТ, который выделялся по более низкому содержанию биогенных элементов, главным образом кремния (менее 55 µM) (см. табл. 2) и повышенными концентрациями аммонийного азота (более 0,5 µM). Поверхностные воды высокоширотной модификации, приуроченные к морям Рисер-Ларсена, Космонавтов, Содружества и Дейвиса, характеризовались высокими концентрациями биогенных элементов.

Восточнее круговорота Уэдделла (в районе 30° в. д.) поток вод АЦТ расширялся, растекаясь веером на восток, юго-восток и юго-запад с замыкающей восточной ветвью КУ, приближаясь относительно близко к материковому склону морей Космонавтов, Содружества и Дейвиса. В результате западнее 30° в. д. антарктические воды характеризовались более высоким содержанием силикатов (50–80 µM), в то время как восточнее 30° в. д. они были значительно ниже и на большей части исследуемой акватории не превышали 50 µM (см. рис. 2в). Пространственное распределение фосфатов и нитратов в поверхностном слое антарктических вод (южнее ЮПФ) имело схожий характер, в их распределении наблюдалась небольшая мозаичность, которая определялась главным образом продукционно-деструкционными процессами, а не циркуляционными (см. рис. 2а, б).

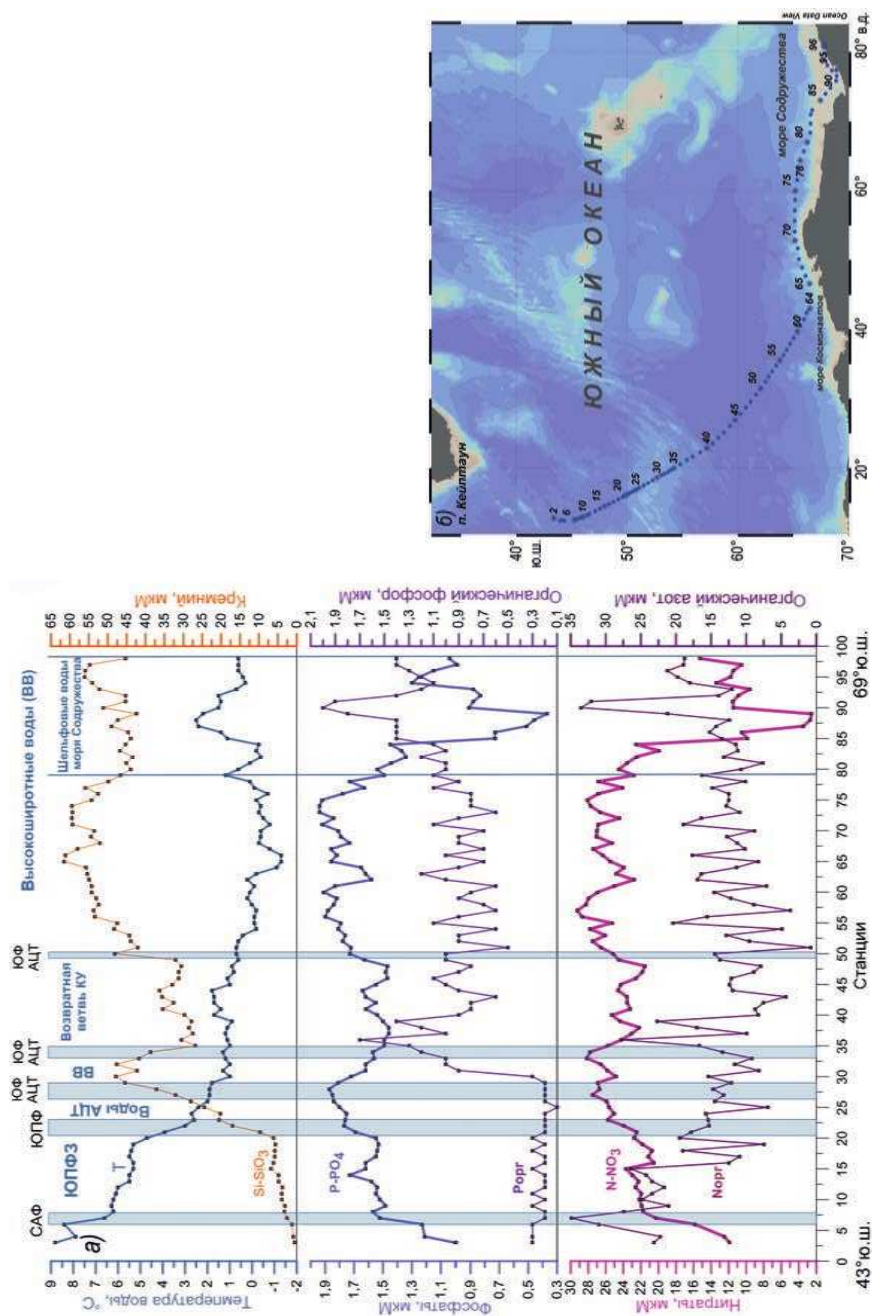


Рис. 3. Поверхностное распределение температуры воды и концентрации гидрохимических характеристик, выполненные с 20.12.2015 по 07.01.2016 г. (а). Положение станций, выполненных в 61-й РАЭ на переходе п. Кейптаун — море Содружества (б). Структура вод указана в соответствии с рис. 1

Fig. 3. Surface distribution of water temperature and concentration of hydrochemical characteristics, carried out from 20.12.2015 to 07.01.2016 (a). Positions of stations established in the 61st RAE: waterfront of Cape Town — Sea of Cooperation (b). The structure of the waters is indicated in accordance with Fig. 1

Антарктические воды на большей части исследуемой акватории характеризовались низкими концентрациями органических форм азота и фосфора с тремя основными максимумами — в районе ЮПФЗ, в трансформированных водах возвратного потока КУ и на шельфе приматериковых морей Антарктиды. По осредненным данным за весенне-летне-осенний антарктический период содержание органического азота в поверхностном слое изменялось в пределах от 10 до 25 μM , а органического фосфора — от аналитического нуля до 0,45 μM (см. рис. 2з), при этом максимальные концентрации органических форм азота и фосфора были зафиксированы на шельфе морей Содружества и Дейвиса (до 60 μM и до 2,0 μM соответственно).

СЕЗОННАЯ ДИНАМИКА БИОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Поверхностные распределения температуры воды и гидрохимических характеристик, выполненные в декабре 2011 и марте 2012 гг. (57-я РАЭ), когда маршруты следования судна практически совпадали, представлены на рис. 4.

В декабре на севере исследуемой акватории (в водах ЮПФЗ) процесс вегетации уже начался и сопровождался увеличением температуры воды и уменьшением концентраций биогенных элементов. Содержание растворенного кремния в поверхностном слое ЮПФЗ в декабре варьировало в интервале от 0,4 до 2,0 μM . В районе ЮПФ (48,5–49,5° ю. ш.) наблюдалось резкое увеличение концентрации растворенного кремния от 2–6 μM до 16–20 μM . В марте содержание кремния в поверхностных водах ЮПФЗ было в два раза выше декабрьских величин, а сам градиент в районе ЮПФ более сглажен (рис. 4а).

Для сезонной динамики фосфатов и нитратов в поверхностных водах ЮПФЗ были характерны те же закономерности. В декабре на севере исследуемой акватории наблюдались минимальные концентрации фосфатов и нитратов, которые резко увеличивались внутри ЮПФЗ от 1,2 μM и 15 μM на северной ее границе до 1,7 μM и 24 μM — на южной границе ЮПФЗ соответственно (рис. 4б). В марте содержание фосфатов и нитратов в целом было выше, при этом возрастание их концентраций с севера на юг также носило более плавный характер и изменялось от 1,35 μM и 19 μM до 1,55 μM и 22 μM соответственно (см. рис. 4б). Рассчитанное стехиометрическое соотношение Si/P для поверхностного слоя ЮПФЗ в декабре в среднем составляло 1,1, а в марте возросло в 3 раза по сравнению с весенними величинами. Такие низкие значения Si/P могут быть связаны с лимитирующей ролью кремния для первичного продуцирования в поверхностном слое вод внутри ЮПФЗ (не включая воды ЮПФ). Соотношение N/P здесь было близко к стехиометрическому и составляло в декабре в среднем 13,6, а в марте величина N/P увеличилась до 14,4. Полученные результаты указывают на то, что в поверхностном слое ЮПФЗ в декабре весенне-летнее потребление биогенных элементов уже началось, при этом сезонная изменчивость их концентраций в целом невелика.

Южнее, в поверхностных водах АЦТ и высокоширотной модификации, наоборот, в декабре наблюдались высокие (почти зимние) концентрации силикатов, фосфатов и нитратов (см. рис. 4а, б), температура воды в декабре здесь также была минимальной. Полученные данные указывают на то, что «фенологическая волна» в водах АЦТ и высокоширотной модификации в декабре еще не наступила, ее пик сместился на февраль–март. При этом для содержания растворенного кремния сезонная динамика в поверхностном слое антарктических вод была выражена более слабо (см. рис. 4а), в то время как концентрации фосфатов и нитратов в марте в среднем в 1,2–1,3 раза снизились по сравнению с величинами, наблюдаемыми в предвегетационный период (см. рис. 4б). Соотношение Si/P южнее ЮПФ резко увеличилось и достигало максимальных величин — 25–35 в вы-

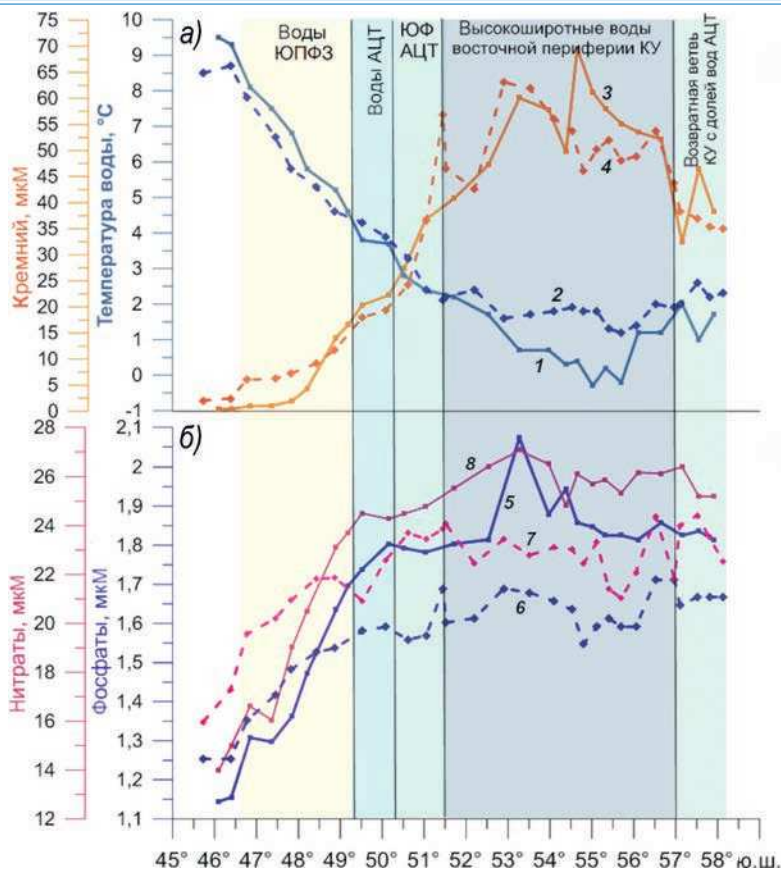


Рис. 4. Поверхностное распределение температуры воды и концентрации растворенного кремния (а), а также концентраций фосфатов и нитратов (б), выполненные на квазимеридиональном разрезе по 30° в. д. в 57-й РАЭ в течение двух сезонов: с 13.12 по 15.12.2011 г. и с 05.03 по 08.03.2012 г. Структура вод указана в соответствии с рис. 1.

1 — температура воды в декабре 2011 г.; 2 — температура воды в марте 2012 г.; 3 — содержание кремния в декабре 2011 г.; 4 — содержание кремния в марте 2012 г.; 5 — содержание фосфатов в декабре 2011 г.; 6 — содержание фосфатов в марте 2012 г.; 7 — содержание нитратов в декабре 2011 г.; 8 — содержание нитратов в марте 2012 г.

Fig. 4. Surface distribution of water temperature and concentration of dissolved silicon (a), as well as concentrations of phosphates and nitrates (b), carried out on a quasi-meridional section along 30° E in the 57th RAE during two seasons: from 13.12 to 15.12.2011 and from 05.03 to 08.03.2012. The structure of the waters is indicated in accordance with Fig. 1.

1 — water temperature in December 2011; 2 — water temperature in March 2012; 3 — silicon content in December 2011; 4 — silicon content in March 2012; 5 — phosphate content in December 2011; 6 — phosphate content in March 2012; 7 — nitrate content in December 2011; 8 — nitrate content in March 2012

сокоширотных водах, что в целом характерно для антарктических вод с очень высокими концентрациями силикатов в поверхностном слое. При этом максимальные градиенты Si/P были приурочены к фронтальным разделам: величина Si/P в поверхностном слое в районе ЮПФ увеличилась в 2,3–3 раза, а в районе ЮФАЦТ — 1,7–2,2 раза, в то время как сезонная динамика величины Si/P в среднем составила 1,05.

Для органических форм азота и фосфора сезонная изменчивость проявлялась в увеличении их концентраций в поверхностном слое исследуемой акватории в результате поступления органического вещества в процессе развития и отмирания фитопланктона. Так, в декабре–январе в поверхностных водах в районе ЮПФЗ и ЮФАЦТ наблюдалось повышенное содержание органического азота (до $35 \text{ } \mu\text{M}$) и фосфора (до $0,58 \text{ } \mu\text{M}$). Более высокие величины органических форм биогенных элементов также отмечались в трансформированных водах возвратного потока КУ и на шельфе приматериковых морей. К марту концентрации органических форм азота и фосфора на большей части исследуемой акватории (за исключением вод приматериковых морей) уменьшились до $20 \text{ } \mu\text{M}$ и $0,4 \text{ } \mu\text{M}$ соответственно, а в апреле их содержание в поверхностном слое не превышало $10\text{--}15 \text{ } \mu\text{M}$ и $0,2\text{--}0,3 \text{ } \mu\text{M}$ соответственно.

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

В исследуемый период межгодовая изменчивость гидрохимических характеристик определялась, с одной стороны, пространственным смещением САФ, ЮПФ и ЮФАЦТ, вместе с которыми смещался и гидрохимический фронт, а с другой — интенсивностью крупномасштабного круговорота Уэдделла, сопровождаемого расширением или сужением акватории распространения более холодных высокоширотных вод с высокими концентрациями биогенных элементов.

По полученным данным среднее положение оси ЮПФ — южной границы ЮПФЗ (поверхностный градиент температуры воды и растворенного кремния) за 2007, 2009, 2011–2016 гг. составило $50^{\circ}16'$ ю. ш. По литературным источникам за 2004, 2007–2010 гг. положение ЮПФ находилось на широте $50^{\circ}03'$ [33] и на протяжении 2009–2015 гг. выраженной тенденции к смещению на север или юг выявлено не было [34]. Такое достаточно устойчивое положение ЮПФЗ претерпело в сезоне 2017/18 г. сильное смещение в северном направлении впервые за исследуемый период. Так, если в 2007–2016 гг. положение ЮПФ колебалось в пределах $49^{\circ}50'$ — $50^{\circ}33'$ ю. ш., то в декабре 2017 г. оно оказалось на $48^{\circ}52'$ ю. ш., т. е. сместилось более чем на 60 миль к северу. В этот же сезон отмечалось и максимальное распространение КУ на северо-восток. Ширина пересекаемых судном участков КУ менялась от 104 миль в 61-й РАЭ (2015–2016 гг.) до максимальной 472 миль в 63-й РАЭ (2017–2018 гг.), демонстрируя усиление крупномасштабного круговорота Уэдделла, сопровождаемое расширением зоны распространения вод высокоширотной модификации и увеличением содержания биогенных элементов, главным образом кремния до $62\text{--}70 \text{ } \mu\text{M}$ (в среднем за исследуемый период $48\text{--}60 \text{ } \mu\text{M}$) в поверхностном слое антарктических вод (рис. 5б).

В летний период 2019–2020 гг. наблюдалась обратная ситуация — резкое смещение фронтов АЦТ на юг. В результате низкие концентрации биогенных элементов и высокие значения температуры воды отмечались во всем поверхностном слое антарктических вод (см. рис. 5). Так, в феврале 2020 г. концентрации силикатов и фосфатов в поверхностном слое антарктических вод впервые за весь период наблюдения достигли аномально низких величин (менее $10 \text{ } \mu\text{M}$ и менее $1,3 \text{ } \mu\text{M}$) в районе $55\text{--}61^{\circ}$ ю. ш. (см. рис. 5б, в), температура воды здесь также была максимальной за весь период наблюдений (более 3°C) (см. рис. 5а). Рассчитанные величины Si/P резко снизились до $5\text{--}15 \text{ } \mu\text{M}$, что характерно для вод ЮПФЗ с долей вод АЦТ (см. рис. 5з). Высокоширотные воды КУ в летний сезон 2019/20 на разрезе не выделялись.

Кроме того, существенная межгодовая изменчивость также отмечалась в высокоширотных водах приматериковых морей Антарктиды.

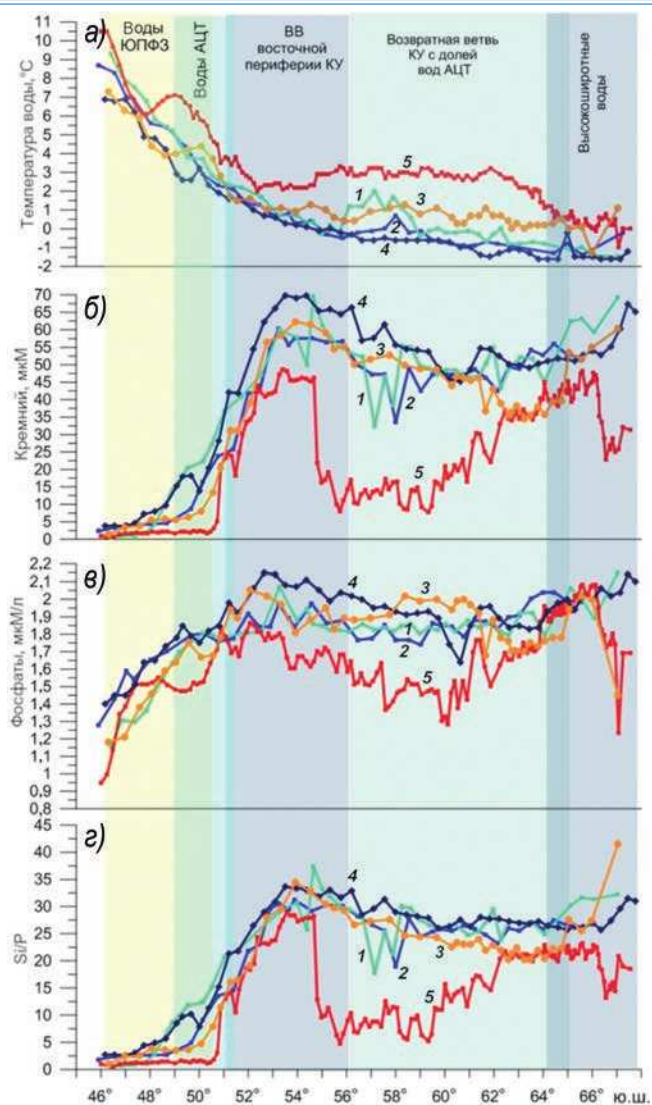


Рис. 5. Поверхностное распределение температуры воды, °C (а), концентрации растворенного кремния, μM (б), минерального фосфора, μM (в) и величины Si/P (г) на квазимеридиональном разрезе по 30° в. д. в летний антарктический период с 2011 по 2020 г. Структура вод указана в соответствии с рис. 1.

1 — 12.2011 (57-я РАЭ); 2 — 12.2014 (60-я РАЭ); 3 — 12.2016–01.2017 (62-я РАЭ); 4 — 12.2017–01.2018 (63-я РАЭ); 5 — 02.2020 (65-я РАЭ)

Fig. 5. Surface distribution of water temperature, °C (a), concentration of dissolved silicon, μM (б), mineral phosphorus, μM (в), and Si/P values (г), carried out on a quasi-meridional section along 30°E in the summer Antarctic period from 2011 to 2020. The structure of the waters is indicated in accordance with Fig. 1.

1 — 12.2011 (57th RAE); 2 — 12.2014 (60th RAE); 3 — 12.2016–01.2017 (62nd RAE); 4 — 12.2017–01.2018 (63rd RAE); 5 — 02.2020 (65th RAE)

ВЫСОКОШИРОТНЫЕ «ОАЗИСЫ»

На шельфе морей Содружества и Дейвиса создавались уникальные для Южного океана условия, когда в декабре–январе, опережая приход естественной «фенологической волны», в поверхностном слое наблюдалось практически полное потребление биогенных элементов. Так, в декабре–январе в прибрежной акватории моря Содружества (в заливе Прюдс) отмечалось резкое увеличение содержания растворенного кислорода (до 10 мл/л) и перенасыщение вод (до 120–140 %), резкое снижение концентраций биогенных элементов (вплоть до нулевых значений), увеличение содержания органических форм азота (до 45–60 μM) и фосфора (до 1,2–2,0 μM), что связано с наиболее активным периодом развития фитопланктона. Его начало приходилось на середину декабря и продолжалось до начала января. Наибольшая скорость убыли биогенных элементов отмечалась с середины до конца декабря и достигала значений: для кремния — 3,2 μM в сут, для нитратного азота — 1,8 μM в сут, а для минерального фосфора — 0,12 μM в сут. Максимальное потребление биогенных элементов происходило в прибрежных акваториях, вблизи кромки припая. При наличии устойчивого пикноклина вспышка цветения фитопланктона наблюдалась визуально — вода становится зеленого цвета с пониженной прозрачностью.

В январе–феврале отмечался рост содержания биогенных элементов, связанный с затуханием процесса фотосинтеза, и к апрелю содержание их в поверхностном слое в целом уже соответствовало значениям, наблюдаемым в середине декабря. При этом наиболее быстро восстанавливались концентрации фосфатов, а содержание нитратов в апреле лишь на 70 % достигло декабрьских величин. Важно отметить, что стехиометрические соотношения Рэдфилда между отдельными элементами в целом соблюдались и составляли в среднем для Si/P — 22,1, а для N/P — 14,5. Это свидетельствует о том, что поступление биогенных элементов в поверхностные воды в этот период происходит частично за счет деструкции и минерализации органического вещества, т. к. регенерация фосфатов происходит быстрее, чем нитратов, а часть минерального азота находится в аммонийной и нитритной формах.

Однако в высокоширотных водах приматериковых морей Антарктиды летние «оазисы» наблюдались с разной степенью выраженности и зависели от гидрометеорологических условий (продолжительности безветренных дней и наличия разрушенного припая) в каждый конкретный год. Многолетний мониторинг гидрохимических условий в прибрежной акватории залива Прюдс (море Содружества) позволил выделить условно «теплые» годы, когда отмечались ранняя вегетация (в конце декабря) и интенсивное потребление фитопланктоном биогенных элементов в поверхностных водах, а также «холодные» годы, когда формирование летних «оазисов» в декабре–январе не наблюдалось.

К наиболее «теплым» за исследуемый период можно отнести 2009 и 2014 гг., когда в конце декабря в поверхностном слое было зафиксировано активное потребление биогенных элементов, особенно ярко это наблюдалось в декабре 2009 г.: концентрация фосфатов уменьшилась с 2,1 до 0,3 μM , нитратов — с 27 до 0,8 μM , растворенного кремния — с 60 до 6,0 μM (рис. 6а, б). В то же время наблюдалось резкое увеличение органических форм азота и фосфора до 40–50 μM и до 0,8–0,9 μM соответственно. При этом температура воды была максимальной за весь период исследования и составляла 3,2 °C (см. рис. 6а).

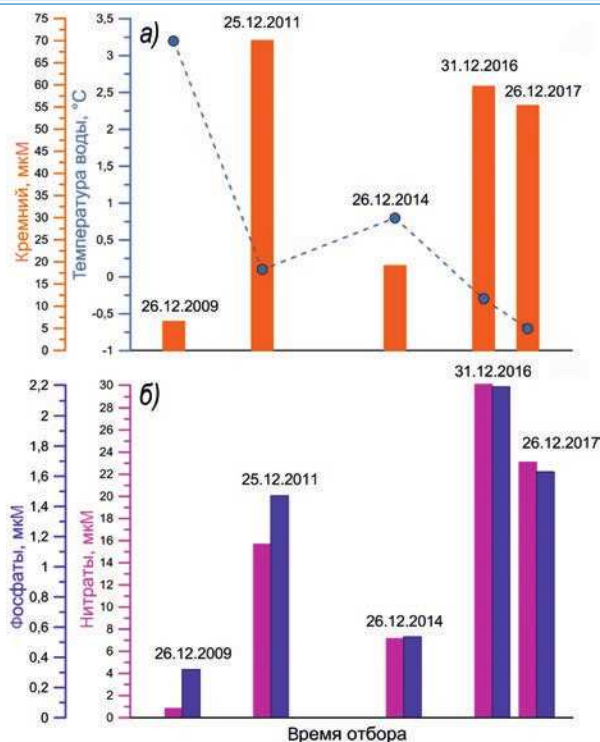


Рис. 6. Межгодовая динамика температуры воды и растворенного кремния (а), фосфатов и нитратов (б) в поверхностных водах на шельфе залива Прюдс

Fig. 6. Interannual variability of the surface temperature and silicate concentration (a), phosphate and nitrate concentrations (b) of Prydz Bay shelf waters

К условно «холодным» периодам можно отнести сезоны 2011/12, 2016/17 и 2017/18 гг., когда в поверхностных водах прибрежной акватории залива Прюдс в декабре–январе было отмечено отсутствие признаков активного потребления биогенных элементов, наличие большого массива ледяного припая и достаточно низкая температура воды — от 0° до –0,8 °C (рис. 6а, б). В данном случае «фенологическая волна» еще не пришла, а формирование опережающих ее летних «оазисов» в таких условиях представляется маловероятным. При этом концентрации биогенных элементов в «холодные» периоды соответствовали высоким значениям высокоширотного типа вод.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований были выявлены основные особенности пространственной гидрохимической структуры и характеристики вод в поверхностном слое Южного океана от Субантарктического фронта до шельфовых районов морей Рисер-Ларсена, Космонавтов, Содружества и Дейвиса.

По полученным данным в поверхностном распределении гидрохимических характеристик наблюдался резкий гидрохимический фронт в районе ЮПФЗ. В районе САФ резко возрастали концентрации растворенного кислорода, фосфатов и нитратов в южном направлении, а в районе ЮПФ резко увеличивались концентрации раство-

ренного кремния с 6–7 до 19–21 μM . Внутри ЮПФЗ отмечался локальный максимум аммонийного азота, а также — увеличение концентраций органических форм азота и фосфора до 25–30 μM и до 0,4–0,5 μM соответственно.

Антарктические воды южнее ЮПФ характеризовались высокими концентрациями биогенных элементов в поверхностном слое и низким содержанием органических форм азота и фосфора. При этом в распределении силикатов отмечался второй поверхностный градиент, приуроченный к ЮФАЦТ, в районе которого содержание растворенного кремния резко возрастало в южном направлении от 30 до 50 μM . Поверхностный градиент растворенного кремния может использоваться как надежный поверхностный показатель положения ЮФАЦТ, что уже отмечалось в предшествующих работах [1, 3–6]. В районе 55–62° ю. ш. в поверхностном распределении биогенных элементов отмечалось выраженное понижение их концентраций, что, вероятно, связано с трансформированными водами возвратного потока КУ, представленными высокоширотными водами восточной ветви КУ с долей вод АЦТ [6]. Расположенные южнее воды высокоширотной модификации, приуроченные к морям Рисер-Ларсена, Космонавтов, Содружества и Дейвиса, характеризовались высокими концентрациями биогенных элементов в поверхностном слое и максимальной изменчивостью их содержания в летний антарктический период.

Анализ результатов показал, что весенне-летнее потребление биогенных элементов происходило вслед за «фенологической волной», которая на севере исследуемой акватории (в водах ЮПФЗ) началась в декабре и проявлялась в небольшом снижении содержания фосфатов, нитратов и силикатов в поверхностном слое и увеличении аммонийного азота и органических форм азота и фосфора. В водах высокоширотной модификации пик «фенологической волны» сместился на февраль–март, в декабре здесь сохранялись высокие (почти зимние) концентрации биогенных элементов. Максимальная сезонная динамика отмечалась в районе шельфовых вод морей Содружества и Дейвиса, где, опережая приход естественной «фенологической волны», в декабре–январе наблюдалось резкое снижение концентраций минеральных форм биогенных элементов вплоть до нулевых значений, при этом резко возрастали концентрации аммонийного азота, а также органических форм азота и фосфора.

Межгодовая изменчивость гидрохимических характеристик определялась главным образом пространственным сдвигом ЮПФЗ и ЮФАЦТ, вслед за которыми сдвигался и гидрохимический фронт, а также интенсивностью крупномасштабного круговорота Уэдделла, сопровождаемого расширением или сужением акватории распространения высокоширотных вод с пониженными температурами и высокими концентрациями биогенных элементов. По полученным данным в летний антарктический сезон 2017/18 г. впервые за исследуемый период было зафиксировано резкое смещение ЮПФЗ и ЮФАЦТ максимально далеко на север, а также усиление интенсивности распространения высокоширотных вод КУ с высокими концентрациями растворенного кислорода и биогенных элементов и низкой температурой в поверхностном слое антарктических вод. По литературным данным известно, что тенденция к смещению широтного положения фронтов ЮПФЗ на север прослеживалась на протяжении 25 лет (с конца 1990-х до 2009 г.) [35]. В летний антарктический период 2019/20 г. наблюдалась обратная ситуация — резкое смещение фронтов АЦТ на юг и аномальное распространение вод с низкими концентрациями биогенных элементов и высоким значением температуры воды во всем поверхностном слое антарктических вод.

Таким образом, пространственное распределение гидрохимических характеристик на исследуемой акватории Южного океана определялось в большей степени гидрологической структурой и ее изменчивостью в пространстве и во времени, а в меньшей степени продукционно-деструкционными процессами. Только в прибрежной акватории морей Содружества и Дейвиса создавались уникальные для Южного океана условия, когда в летний антарктический период влияние биохимических процессов превалировало над циркуляционными. Для этих акваторий была отмечена максимальная сезонная и межгодовая изменчивость гидрохимических показателей, которая определялась гидрометеорологическими условиями в каждый конкретный год. При теплой и безветренной погоде здесь формировались своеобразные летние «оазисы» с резкими всплесками цветения фитопланктона, которые сопровождались активным потреблением биогенных элементов и значительным снижением их содержания в поверхностных водах. По полученным данным такие высокоширотные «оазисы» были особенно характерны для шельфовых вод моря Содружества (залив Прюдс) со свойственными этому району многочисленными и продолжительными солнечными днями, открытой ото льда водой и ее интенсивным прогревом. В море Дейвиса они были не столь выражены, а в морях Рисер-Ларсена и Космонавтов не наблюдались.

Конфликт интересов. Отсутствует.

Финансирование. Исследование выполнено при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 14-05-31148 мол_а).

Благодарности. Авторы выражают благодарность коллегам, участвовавшим в научных исследованиях в составе 53–65-й РАЭ, за помощь в получении и обработке гидрохимических данных.

Competing interests. No competing interests.

Funding. The research is supported by the Russian Foundation for Basic Research, Project 14-05-31148 mol_a.

Acknowledgments. The authors are grateful to their Colleagues of 53–65 RAE for assistance in obtaining and determination of hydrochemical characteristics.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аржанова Н.В., Буркальцева М.А. Обеспеченность фитопланктона биогенными элементами в Атлантическом океане // Биологические ресурсы Атлантического океана. М.: Наука, 1986. С. 111–133.
2. Горшков А.Н., Гудошников Ю.П., Смагин В.М. Основные черты пространственного распределения гидрохимических показателей в Южном океане // Пелагические экосистемы Южного океана: Сборник научных трудов. М.: Наука, 1993. С. 99–107.
3. Henley S.F., Cavan E.L., Fawcett S.E., Kerr R., Monteiro T., Sherrell R.M., Bowie A.R., Boyd P.W., Barnes D.K.A., Schloss I.R., Marshall T., Flynn R., Smith S. Changing biogeochemistry of the Southern Ocean and its ecosystem implications // Front. Mar. Sci. 2020. V. 7. Article 581. doi: 10.3389/fmars.2020.00581.
4. Аржанова Н.В., Артамонова К.В. Гидрохимическая структура вод в районе промысла антарктического кряля // Труды ВНИРО. 2014. Т. 152. С. 118–132.
5. Батрак К.В. Гидрохимическая характеристика различных модификаций антарктических вод // Океанология. 2008. Т. 48. № 3. С. 371–378.
6. Масленников В.В. Климатические колебания и морская экосистема Антарктики. М.: ВНИРО, 2003. 295 с.

7. Campanelli A., Massolo S., Grilli F., Marini M., Paschini E., Rivaro P., Artegiani A., Jacobs S. Variability of nutrient and thermal structure in surface waters between New Zealand and Antarctica, October 2004–January 2005 // *Polar Research*. 2011. V. 30. Article 7064. doi: 10.3402/polar.v30i0.7064.
8. Budillon G., Rintoul S.R. Fronts and upper ocean thermal variability south of New Zealand // *Antarctic Science*. 2003. № 15. P. 141–152.
9. Orsi A.H., Whitworth Th. III, Nowlin W. D. Jr. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current // *Deep-Sea Res.* 1995. V. 42. № 5. P. 641–673.
10. Структура гидрофизических полей атлантического сектора Южного океана и их влияние на планктонные сообщества: Науч. отчет по теме № 01 / [Сост. М. А. Богдановым и др.]. М.: ВНИРО, 1986. 63 с.
11. Масленников В.В., Попков В.В. Положение зоны взаимодействия антарктических вод разных модификаций как показатель северной границы массового дрейфа антарктического крыла // *Антарктика: Доклады Межведомственной комиссии по изучению Антарктики*. Вып. 27. М.: Наука, 1988. С. 134–142.
12. Федулов П.П., Шнар В.Н. Фронтальная зона и структура вод круговорота Уэдделла // *Исследования Уэдделловского круговорота. Океанографические условия и особенности развития планктонных сообществ: Сборник научных трудов*. М.: ВНИРО, 1990. С. 31–48.
13. Franck V.M., Brzezinski M.A., Coale K.H., Nelson D.M. Iron and silicic acid concentrations regulate Si uptake north and south of the polar frontal zone in the Pacific sector of the Southern ocean // *Deep Sea Res. Part II. Top. Stud. Oceanogr.* 2000. № 47. P. 3315–3338. doi: 10.1016/S0967-0645(00)00070-9.
14. Сапожников В.В., Ширяев В.А. Использование гидрохимических характеристик для выяснения динамики вод и оценки продукционно-деструкционных процессов в районах тропических апвеллингов // *Промышленно-океанографические исследования продуктивных зон морей и океанов: Сборник научных трудов*. М.: ВНИРО, 1984. С. 151–165.
15. Hart T.J. Phytoplankton periodicity in Antarctic surface waters // *Discovery Rep.* 1942. V. 21. P. 261–356.
16. El-Sayed S.Z. History and evolution of primary productivity studies of the Southern Ocean // *Polar Biol.* 2005. № 28. P. 423–438.
17. Martin J.H., Fitzwater S.E. Iron Deficiency limits phytoplankton growth in the north-east Pacific Subarctic // *Nature*. 1988. V. 331. P. 341–343.
18. Sedwick P.N., Bowie A.R., Trull T.W. Dissolved iron in the Australian sector of the Southern Ocean (CLIVAR SR3 section): Meridional and seasonal trends // *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Papers*. 2008. V. 55. P. 911–925. doi: 10.1016/j.dsr.2008.03.011.
19. Shafiee R.T., Snow J.T., Zhang Q., Rickaby R.E.M. Iron requirements and uptake strategies of the globally abundant marine ammonia-oxidizing archaeon, *Nitrosopumilus maritimus* SCM1 // *ISME J.* 2019. V. 13. P. 2295–2305. doi: 10.1038/s41396-019-0434-8.
20. Boyd P.W. The role of iron in the biogeochemistry of the Southern Ocean and equatorial Pacific: a comparison of in situ iron enrichments // *Deep Sea Research II*. 2002. V. 49. P. 1803–1821.
21. Чмыр В.Д. Первичная продукция в водах Атлантической части Антарктики в предзимний период 1998 г. // *Бюл. Укр. Антарк. Цент.* 2002. Вып. 4. С. 141–142.
22. Millero F.J. *Chemical Oceanography*. 3rd ed. Taylor and Francis Group, 2006. 496 p.
23. Ведерников В.И., Сапожников В.В. Влияние добавок различных элементов минерального питания на первичную продукцию антарктического фитопланктона // *Труды ИОАН СССР*. 1978. Т. 112. С. 58–68.
24. Волковинский В.В. Измерения первичной продукции в море Скотия // *Морские биологические ресурсы Антарктики*. М.: Изд-во «Пищевая промышленность», 1969. С. 160–168.
25. Орадовский С.Г. О роли микроэлементов в процессе формирования первичной продуктивности морских вод // *Основы биологической продуктивности океана*. М.: Наука, 1971. С. 32–36.

26. Horne A.J., Fogg G.E., Eagle D.Y. Studies in situ of the primary production of an area of inshore Antarctic sea // J. Mar. Biol. Assoc. U. K. 1969. V. 49. № 2. P. 393–405.
27. Макаров Р.Р. Некоторые данные о численности и возрастном составе массовых копепод и личинок эвфаузиид в прибрежных водах Антарктики // Антарктика. Вып. 33. М.: Наука, 1995. С. 88–106.
28. Батрак К.В., Масленников В.В., Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Особенности структуры вод шельфа и материкового склона в море Содружества по данным экспедиции НИС «Академик Федоров» в 2006 г. // Арктика и Антарктика. М.: Наука, 2007. Вып. 5 (39). С. 112–124.
29. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана. М.: Изд-во ВНИРО, 2003. 202 с.
30. Strickland J.D.H., Parsons T.R. A practical handbook of seawater analysis // Fisheries Research Board of Canada Bulletin. 1968. № 167. 203 p.
31. Аржанова Н.В. Отношение содержания кремния и фосфора как показатель зоны смешения вод в области Южных Оркнейских островов и Антарктического полуострова // Антарктика. М.: Наука, 1982. Вып. 21. С. 95–100.
32. De Baar H.J.W., de Jong, Bakker D.C.E., Löscher B. M., Veth C., Bathmann U., Smetacek V. Importance of iron for plankton blooms and carbon dioxide drawdown in the Southern Ocean // Nature. 1995. V. 373 (6513). P. 412–415. <https://doi.org/10.1038/373412a0>.
33. Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Термическая структура верхнего слоя океана между Африкой и Антарктидой по данным океанографических работ ААНИИ 2004–2010 гг. // Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Сер. Океанология и морской лед. М.; СПб.: ООО «Палусен», 2011. С. 280–290.
34. Ионов В.В. Синоптический мониторинг поверхностных термических фронтов Южного океана // Труды ВНИРО. 2015. Т. 157. С. 143–150.
35. Артамонов Ю.В., Скрипалева Е.А., Бабий М.В., Галковская Л.К. Межгодовая изменчивость температурных фронтов Южного океана // Системы контроля окружающей среды. 2009. Вып. 12. С. 280–282.

REFERENCES

1. Arzhanova N.V., Burkal'tseva M.A. Providing of phytoplankton with nutrients in the Atlantic Ocean. *Biologicheskie resursy Atlanticheskogo okeana*. Biological resources of the Atlantic Ocean. Moscow: Nauka, 1986: 111–133. [In Russian].
2. Gorshkov A.N., Gudoshnikov Yu.P., Smagin V.M. The main features of the spatial distribution of hydrochemical indicators in the Southern Ocean. *Pelagicheskie ekosistemy Iuzhnogo okeana: Sbornik nauchnykh trudov*. Pelagic systems of the Southern Ocean: Digest of scientific papers. Moscow: Nauka, 1993: 99–107. [In Russian].
3. Henley S.F., Cavan E.L., Fawcett S.E., Kerr R., Monteiro T., Sherrell R.M., Bowie A.R., Boyd P.W., Barnes D.K.A., Schloss I.R., Marshall T., Flynn R., Smith S. Changing biogeochemistry of the Southern Ocean and its ecosystem implications. 2020. *Front. Mar. Sci.* 2020, 7: 581. doi: 10.3389/fmars.2020.00581.
4. Arzhanova N.V., Artamonova K.V. Hydrochemical structure of waters in the Antarctic krill fishery area. *Trudy VNIRO*. Proc. VNIRO. 2014, 152: 118–132. [In Russian].
5. Batrak K.V. Hydrochemical characteristics of various modifications of Antarctic waters. *Okeanologiya*. Oceanology. 2008, 48 (3): 371–378. [In Russian].
6. Maslennikov V.V. *Klimaticheskie kolebaniya i morskaya ekosistema Antarktiki*. Climate fluctuations and the Antarctic marine ecosystem. Moscow: VNIRO, 2003: 295 p. [In Russian].

7. Campanelli A., Massolo S., Grilli F., Marini M., Paschini E., Rivaro P., Artegiani A., Jacobs S. Variability of nutrient and thermal structure in surface waters between New Zealand and Antarctica, October 2004–January 2005. *Polar Research*. 2011, 30 (1): 7064. doi: 10.3402/polar.v30i0.7064.
8. Budillon G., Rintoul S.R. Fronts and upper ocean thermal variability south of New Zealand. *Antarctic Science*. 2003, 15: 141–152.
9. Orsi A.H., Whitworth Th. III, Nowlin W. D. Jr. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep-Sea Res.* 1995, 42 (5): 641–673.
10. Структура гидrofизических полей атлантического сектора южного океана и их влияние на планктонные сообществa. The structure of hydrophysical fields in the Atlantic sector of the Southern ocean and their impact on plankton communities. Moscow: VNIRO, 1986: 63 p. [In Russian].
11. Maslennikov V.V., Popkov V.V. Position of the interaction zone of Antarctic waters of various modifications as an indicator of the northern boundary of the mass drift of Antarctic krill. Antarctica. *Antarktika: Doklady Mezhdunarodnoy komissii po izucheniiu Antarktiki*. Antarctica: Reports of the Interdepartmental Commission for the Study of Antarctica. Iss. 27. Moscow: Nauka, 1988: 134–142. [In Russian].
12. Fedulov P.P., Shnar V.N. Frontal zone and water structure of the Weddell Circle. *Issledovaniia Uedellovskogo krugovorota. Okeanograficheskie usloviia i osobennosti razvitiia planktonnykh soobshchestv: Sbornik nauchnykh trudov*. Researches of the Weddell Circle. Oceanographic conditions and features of the plankton communities development. Digest of scientific papers. Moscow: VNIRO, 1990: 31–48. [In Russian].
13. Franck V.M., Brzezinski M.A., Coale K.H., Nelson D.M. Iron and silicic acid concentrations regulate Si uptake north and south of the polar frontal zone in the Pacific sector of the Southern ocean. *Deep Sea Res. Part II. Top. Stud. Oceanogr.* 2000, 47: 3315–3338. doi: 10.1016/S0967-0645(00)00070-9.
14. Sapozhnikov V.V., Shiryayev V.A. The use of hydrochemical characteristics to clarify the dynamics of waters and assess the production and destruction processes in the areas of tropical upwellings. *Promyslovo-okeanograficheskie issledovaniia produktivnykh zon morei i okeanov: Sbornik nauchnykh trudov*. Commercial oceanographic studies of productive zones of the seas and oceans. Digest of scientific papers. Moscow: VNIRO, 1984: 151–165. [In Russian].
15. Hart T.J. Phytoplankton periodicity in Antarctic surface waters. *Discovery Rep.* 1942, 21: 261–356.
16. El-Sayed S.Z. History and evolution of primary productivity studies of the Southern Ocean. *Polar Biol.* 2005, 28: 423–438.
17. Martin J.H., Fitzwater S.E. Iron deficiency limits phytoplankton growth in the north-east Pacific Subarctic. *Nature*. 1988, 331: 341–343.
18. Sedwick P.N., Bowie A.R., Trull T.W. Dissolved iron in the Australian sector of the Southern Ocean (CLIVAR SR3 section): Meridional and seasonal trends. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Papers*. 2008, 55: 911–925. doi: 10.1016/j.dsr.2008.03.011.
19. Shafiee R.T., Snow J.T., Zhang Q., Rickaby R.E.M. Iron requirements and uptake strategies of the globally abundant marine ammonia-oxidising archaeon, *Nitrosopumilus maritimus* SCM1. *ISME J.* 2019, 13: 2295–2305. doi: 10.1038/s41396-019-0434-8.
20. Boyd P.W. The role of iron in the biogeochemistry of the Southern Ocean and equatorial Pacific: a comparison of in situ iron enrichments. *Deep Sea Research II*. 2002, 49: 1803–1821.
21. Chmyr V.D. Primary production in the waters of the Atlantic Antarctic in the pre-winter period of 1998. *Bulleten' Ukrainskogo Antarktycheskogo Tsentra*. Bulletin of Ukr. Antarc. Center. 2002, 4: 141–142. [In Russian].
22. Millero F.J. *Chemical Oceanography*. 3rd ed. Taylor and Francis Group, 2006: 496 p.
23. Vedernikov V.I., Sapozhnikov V.V. Influence of various elements additives of mineral nutrition on the primary production of Antarctic phytoplankton. *Trudy IOAN SSSR*. Proc. IOAN USSR. 1978, 112: 58–68. [In Russian].

24. Volkovinsky V.V. Measurements of primary production in the Scotia Sea. *Morskie biologicheskie resursy Antarktiki* Antarctic marine biological resources. Moscow: Publ. House "Pishcheyaya promyshlennost", 1969: 160–168. [In Russian].
25. Oradovsky S.G. On the role of microelements in the formation of the primary productivity of sea waters. *Osnovy biologicheskoi produktivnosti okeana*. Ocean biological productivity fundamentals. Moscow: Nauka, 1971: 32–36. [In Russian].
26. Horne A.J., Fogg G.E., Eagle D.Y. Studies in situ of the primary production of an area of inshore Antarctic sea. *J. Mar. Biol. Assoc. U. K.* 1969, 49 (2): 393–405.
27. Makarov R.R. Some data on the abundance and age composition of mass copepods and euphausiid larvae in the coastal waters of Antarctica. *Antarktika*. Antarctica. 1995, 33: 88–106. [In Russian].
28. Batrak K.V., Maslennikov V.V., Antipov N.N., Klepikov A.V. Features of structure of the shelf and continental slope waters in the Sea of Cooperation according to the data of the expedition of R/V «Akademik Fedorov» in 2006. *Arktika i Antarktika*. Arctic and Antarctica. 2007, 5 (39): 112–124. [In Russian].
29. *Rukovodstvo po khimicheskomu analizu morskikh i presnykh vod pri ehkologicheskoy monitoringe rybokhozyajstvennykh vodoemov i perspektivnykh dlya promysla rajonov Mirovogo okeana*. Guidelines for the chemical analysis of sea and fresh waters in the environmental monitoring of fishery reservoirs and promising fishing areas of the World Ocean. Moscow: Publ. House of VNIRO, 2003: 202 p. [In Russian].
30. Strickland J.D.H., Parsons T.R. A practical handbook of seawater analysis. Fisheries Research Board of Canada Bulletin. 1968, 167: 203 p.
31. Arzhanova N.V. The ratio of the content of silicon and phosphorus as an indicator of mixing waters zone in the area of the South Orkney Islands and the Antarctic Peninsula. *Antarktika*. Antarctica. Moscow: Nauka, 1982, 21: 95–100. [In Russian].
32. De Baar H.J. W., de Jong, Bakker D.C. E., Löscher B. M., Veth C., Bathmann U., Smetacek V. Importance of iron for plankton blooms and carbon dioxide drawdown in the Southern Ocean. *Nature*. 1995, 373 (6513): 412–415. <https://doi.org/10.1038/373412a0>.
33. Antipov N.N., Klepikov A.V. Thermal structure of the upper layer of the ocean between Africa and Antarctica according to the oceanographic data of the AARI 2004–2010. *Vklad Rossii v Mezhdunarodnyi poliarnyi god 2007/08. Ser. Okeanologiya i morskoi led*. Contribution of Russia to the International Polar Year 2007/08. Ser. Oceanology and sea ice. Moscow; St. Petersburg: LLC "Paulsen", 2011: 280–290. [In Russian].
34. Ionov V.V. Synoptic monitoring of surface thermal fronts of the Southern Ocean. *Trudy VNIRO. Proc. VNIRO*. 2015, 157: 143–150. [In Russian].
35. Artamonov Yu.V., Skripaleva E.A., Babij M.V., Galkovskaya L.K. Interannual variability of temperature fronts in the Southern Ocean. *Sistemy kontrolya okruzhaiushchei sredy*. Environmental control systems. 2009, 12: 280–282. [In Russian].

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ
GLACIOLOGY AND CRYOLOGY OF THE EARTH

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-348-367>

УДК 551.324.412



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

ТЕМПЕРАТУРА ПЛАВЛЕНИЯ ЛЬДА И ГАЗСОДЕРЖАНИЕ ВОДЫ
НА КОНТАКТЕ ЛЕДНИКА
С ПОДЛЕДНИКОВЫМ ОЗЕРОМ ВОСТОК

В.Я. ЛИПЕНКОВ¹*, А.В. ТУРКЕЕВ¹, Н.И. ВАСИЛЬЕВ², А.А. ЕКАЙКИН^{1,3}, Е.В. ПОЛЯКОВА¹

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

² — Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

³ — Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

*lipenkov@aari.ru

Резюме

На основе зависимости температуры плавления льда при высоких давлениях от концентрации растворенных в воде газов предпринята попытка оценить содержание воздуха в подледниковой воде под станцией Восток. По данным скважинной термометрии, выполненной до глубины 3753 м, а также по результатам прямых измерений температуры озерной воды, поступившей в скважину после второго вскрытия озера Восток, определены наиболее вероятные значения температуры плавления льда ($-2,72^{\circ}\text{C}$) и концентрации растворенного в воде воздуха ($2,23\text{ г}\cdot\text{л}^{-1}$) на контакте ледника с подледниковым водоемом (глубина 3758,6 м, давление 33,78 МПа). Наша оценка концентрации воздуха в озерной воде в 19 раз превышает газосодержание ледникового льда — основного источника газов в озере, но в 1,6 раза меньше предельной растворимости воздуха в воде в равновесии с гидратной фазой. Расчетное значение концентрации растворенного кислорода ($0,53\text{ г}\cdot\text{л}^{-1}$) существенно превышает содержание O_2 в любых других известных водоемах планеты.

Ключевые слова: Антарктида, газосодержание воды, гидраты воздуха, концентрация кислорода, подледниковое озеро, температура плавления льда, термометрия.

Для цитирования: Липенков В.Я., Туркеев А.В., Васильев Н.И., Екайкин А.А., Полякова Е.В. Температура плавления льда и газосодержание воды на контакте ледника с подледниковым озером Восток // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. № 4. С. 348–367. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-348-367>.

Поступила 14.10.2021

После переработки 12.11.2021

Принята 15.11.2021

MELTING TEMPERATURE OF ICE AND TOTAL GAS CONTENT
OF WATER AT THE ICE-WATER INTERFACE
ABOVE SUBGLACIAL LAKE VOSTOK

VLADIMIR YA. LIPENKOV¹, ALEXEY V. TURKEEV¹, NIKOLAI I. VASILEV²,
ALEXEY A. EKAYKIN^{1,2}, EKATERINA V. POLIAKOVA¹

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

² — St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia

³ — St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg, Russia

*lipenkov@aari.ru

Summary

It is generally assumed that the gas composition and the total gas content of Lake Vostok's water are, to a large extent, governed by the budget of atmospheric gases entering the lake together with glacier ice melt, mostly in its northern part. Since the ice accretion that prevails in the south of the lake leads to the exclusion of gases during the freezing process, these gases can build up in the lake water. Earlier theoretical works [2, 3] have demonstrated that about 30 water residence times are required to attain equilibrium between gases in solution and those in a hydrate phase, which sets the upper bounds of concentrations of nitrogen and oxygen dissolved in sub-ice water ($\sim 2.7 \text{ g N}_2 \text{ L}^{-1}$ and $\sim 0.8 \text{ g O}_2 \text{ L}^{-1}$). Here we attempt to estimate the real gas content of the lake water based on the link between the pressure melting temperature of ice and the concentration of gases dissolved in the liquid phase [2]. We use the stacked borehole temperature profile extended to 3753 m depth and the measurements of temperature of sub-ice water that entered the borehole after the second unsealing of Lake Vostok to estimate the melting temperature of ice ($-2.72 \pm 0.1 \text{ }^\circ\text{C}$) at the ice sheet-lake interface (depth $3758.6 \pm 3 \text{ m}$, pressure $33.78 \pm 0.05 \text{ MPa}$). The gas content of the near-surface layer of lake that corresponds to this melting temperature is calculated to be 2.23 g L^{-1} , meaning that the concentration of dissolved oxygen must be as high as 0.53 g L^{-1} , i. e. one-two orders of magnitude higher than in any other known water bodies on our planet. The inferred gas content of sub-ice water is, by a factor of 1.6, lower than the maximal solubility of air in water in equilibrium with air hydrate, though it is still higher, by a factor of 19, than the total air content of melting glacier ice. The relatively low concentration of dissolved air in the near-surface layer of the lake revealed in this study provides a new experimental constraint for understanding the gas distribution in Lake Vostok as affected by the circulation and mixing of water beneath the ice sheet.

Keywords: air hydrate, Antarctica, borehole temperature measurements, dissolved oxygen concentration, gas content of water, melting temperature of ice, subglacial lake.

For Citation: Lipenkov V.Ya., Turkeev A.V., Vasilev N.I., Ekaykin A.A., Poliakova E.V. Melting temperature of ice and total gas content of water at the ice-water interface above subglacial Lake Vostok. *Problemy Arktiki i Antarkтики*. Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (4): 348–367. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-348-367>.

Received 14.10.2021

Revised 12.11.2021

Accepted 15.11.2021

ВВЕДЕНИЕ

Центральными вопросами изучения подледникового озера Восток, порождающими больше всего споров среди специалистов и вызывающими наибольший интерес у широкой публики, являются: 1) возможность существования жизни в озере и способы ее адаптации к экстремальным условиям этого уникального водоема и 2) оценка концентрации газов, в том числе кислорода, в подледниковой воде. Эти вопросы тесно связаны между собой, так как газовый состав озерной воды является тем параметром изучаемой водной экосистемы, который определяет и одновременно отражает видовое разнообразие подледниковой микробиоты, создает условия, способствующие или препятствующие развитию жизни подо льдом. Кроме того, сведения,

которые мы получаем о содержании газов в озере, должны согласовываться с общими представлениями о гидрологическом режиме подледникового водоема, которые постепенно формируются на основе независимых данных об изотопном, газовом, химическом и биологическом составах озерного льда и результатов геофизических исследований скважины. Таким образом, точная оценка содержания газов в озерной воде имеет ключевое значение для реконструкции многих важнейших характеристик озера Восток до начала прямых исследований его водной толщи.

В настоящее время считается общепринятым, что газовый состав воды озера Восток в основном определяется бюджетом атмосферных газов — кислорода и азота, которые поступают в озеро с талой водой преимущественно в северной части подледникового водоема. Поскольку газосодержание конгеляционного (озерного) льда, нарастающего на нижнюю поверхность ледника в южной части озера, где расположена станция Восток, на два-три порядка ниже газосодержания тающего ледникового льда ($\sim 0,1 \text{ г}\cdot\text{л}^{-1}$), атмосферный воздух постепенно накапливается в озере. Объем воздуха, ежегодно «закачиваемого» в озеро из атмосферы, оценивается в $(1,8\text{--}3,5)\cdot 10^6 \text{ м}^3$ (н. у.) [1].

Начало изучению газового режима подледникового озера Восток было положено в работе [2]. В ней впервые было показано, что если насыщение озера газами в результате интенсивного массообмена между ним и ледниковым покровом продолжалось в течение достаточно долгого времени (0,2–1,6 млн лет), то после примерно 30 циклов полного обновления воды в озере концентрации N_2 и O_2 , растворенных в воде, должны достигнуть своих пределов, определяемых равновесной растворимостью этих газов в присутствии гидрата воздуха. Чуть позднее исследование роли смешанных гидратов атмосферных газов в газовом режиме озера было продолжено в работе [3] с привлечением данных и расчетов по двуокиси углерода и инертным газам. Опубликованные в этих статьях оценки максимально возможной концентрации в озерной воде растворенных газов ($3,2\text{--}3,5 \text{ г}\cdot\text{л}^{-1}$), и в том числе кислорода ($0,7\text{--}1,0 \text{ г}\cdot\text{л}^{-1}$), стали предметом широкого обсуждения, которое развернулось в научной литературе в контексте двух актуальных проблем: 1) риска неуправляемой дегазации перенасыщенной газами подледниковой воды в ходе планируемого вскрытия озера Восток [4] и 2) возможности существования в озере микробного сообщества, изолированного от атмосферы в течение миллионов лет (см., например, [5]). Отмечалось, в частности, что высокое парциальное давление кислорода может оказывать серьезное сдерживающее влияние на развитие жизни в подледниковом водоеме и потребует специальной адаптации обитающих здесь микроорганизмов [6].

В настоящей работе впервые предпринята попытка оценить фактическое содержание газов в озерной воде под станцией Восток по данным термометрии нижних участков буровых скважин 5Г-2 и 5Г-3, достигших поверхности озера. В основу расчетов положена зависимость температуры плавления льда при высоких давлениях от концентрации растворенных в воде газов [2]. Температура льда на контакте лед–вода (глубина 3758,6 м) оценивалась по результатам анализа восьми термограмм, две из которых были получены до глубины 3753 м, а также по данным прямых измерений температуры и давления озерной воды, поступившей в скважину после второго вскрытия озера.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

Измерения температуры ледниковой толщи в скважине 5Г и ее боковых стволах 5Г-1, 5Г-2 и 5Г-3 осуществлялись скважинными манометрами-термометрами КМТ различных модификаций, которые были изготовлены и откалиброваны в НПП

«Грант» (г. Уфа). Приборы КМТ (геофизические снаряды) имеют цилиндрический металлический корпус длиной 1470 мм, диаметром 42 мм и массой 8 кг. Измерение температуры осуществляется с дискретностью 1 с выносным малоинерционным термометром, расположенным в нижней части снаряда. Результаты измерений преобразуются в цифровые коды, которые без искажения передаются по кабелю на поверхность. В соответствии с паспортными характеристиками разрешающая способность датчиков температуры КМТ составляет 0,002 °С, а систематическая погрешность измерений не превышает $\pm 0,1$ °С.

Помимо погрешности измерительного прибора существенный вклад в суммарную ошибку результатов термометрии скважины вносят дополнительные источники ошибок, присущие данному виду геофизических исследований. К ним относятся: несоответствие температуры скважинной жидкости температуре льда, недостаточное время выдержки прибора на горизонте измерения, ошибки определения глубины скважины по кабельному счетчику, флуктуации показаний прибора, связанные с его конструктивными особенностями, и т. д. [7].

Определение глубины скважины

При бурении ледников буровыми снарядами на грузонесущем кабеле применяются разные методы глубинной привязки результатов исследований ледяного керна и скважины. Официальной глубиной, которая используется во всех публикациях, является глубина скважины по керну l , т. е. длина скважины, определяемая как суммарная длина всех кусков извлеченного из нее керна. Глубина (длина) скважины по кабелю, l^* , устанавливается по показаниям кабельного счетчика глубины. Эта глубина используется для первичной глубинной привязки буровой информации и результатов геофизических измерений в скважине. Вследствие проскальзывания кабеля на ролик счетчика, результаты измерения длины кабеля, спускаемого в скважину, менее точны и хуже воспроизводятся, чем результаты измерения длины скважины по керну. Наконец, вертикальная глубина скважины, h , которая необходима для построения вертикальных профилей температуры ледника и расчета давления льда и скважинной жидкости, рассчитывается по l^* (или l) с учетом данных инклинометрии скважины и результатов контрольных промеров кабеля. На вертикальном участке скважины 5Г, до глубины 2400 м, действует эмпирически установленное соотношение: $h \approx 1,0042 \cdot l^*$. Глубже 2400 м средний угол наклона скважин 5Г-1, 5Г-2 и 5Г-3 близок к 6°, а глубины h , l и l^* , выраженные в метрах, связаны между собой соотношением: $h - 13,70 \approx 0,9935 \cdot l \approx 0,99852 \cdot l^*$. Как следует из последнего соотношения, вертикальная глубина контакта ледника с озером (мощность ледника в районе скважины), который по кабельному счетчику фиксируется на отметке 3750,4 м, а по керну — на отметке 3769,3 м (официальная глубина скважины 5Г-2 в момент вскрытия озера Восток), составляет 3758,6 м. Погрешность этого значения, по нашим оценкам, не превышает ± 3 м. Вертикальная глубина скважины использовалась в дальнейшем в качестве основной при анализе термограмм.

Характеристика использованных термограмм

Для построения сводного осредненного профиля температуры ледника глубже 1700 м нами использовались данные восьми термограмм, снятых авторами в период подготовки и проведения первого и повторного вскрытий подледникового озера Восток и в последующие годы (2011–2017 гг.). Измерения выполнялись тремя геофизическими приборами КМТ (один прибор старой модификации, КМТ05, и два

Таблица 1

Характеристики серий измерений, выполненных в 2011–2017 гг.
с помощью геофизических приборов КМТ05, КМТ02-9 и КМТ02-10

Table 1

Characteristics of the temperature logging runs that were performed in the deep boreholes
at Vostok in 2011–2017 with the КМТ05, КМТ02-9 and КМТ02-10 temperature loggers

№	Дата	Скважина	Прибор	Диапазон глубин (по кабельному счетчику), м	Шаг измерений, м ⁻¹	Время выдержки, мин	Примечание
1	6.12.2011	5Г, 5Г-1, 5Г-2	КМТ05	1000–3690	1000–3400: 1/200; 3400–3690: 1/20	10	10 месяцев после остановки буровых работ
2	23.12.2011	5Г-2	КМТ05	3610–3680	1/10	10	Повторные измерения, выполненные сразу после отбора проб скважинной жидкости
3	12–17.10.2014	5Г, 5Г-1, 5Г-3	КМТ02-10	1700–3700	1/20	60	8,5 месяцев после остановки буровых работ
4	9–13.11.2014	5Г, 5Г-1, 5Г-3	КМТ02-09	1700–3620	1/20	60	23 дня после завершения предыдущей серии измерений
5	17.01.2015	5Г-3	КМТ02-10	3500–3745	3500–3700: 1/20; 3700–3745: 1/5	10	Контрольные измерения между буровыми рейсами перед вскрытием озера
6	22.01.2015	5Г-3	КМТ02-10	3500–3745	3500–3700: 1/40; 3700–3745: 1/5	10	То же
7	31.03–18.04. 2017	5Г, 5Г-1, 5Г-3	КМТ02-10	200–3700	1/200	1440	2 месяца после остановки буровых работ
8	16.10–17.11. 2017	5Г, 5Г-1, 5Г-3	КМТ02-10	200–3700	200–3400: 1/200; 3500–3600: 1/20; 3600–3700: 1/10	1440	9 месяцев после остановки буровых работ

прибора новой модификации, КМТ02, с заводскими номерами 9 и 10), каждый из которых в разные годы прошел независимую калибровку в НПП «Грант». Основные характеристики всех серий измерений приведены в табл. 1.

Точность датчиков КМТ не отвечает лучшим стандартам прецизионных измерений температуры в скважинах [7]; они нечувствительны к малым изменениям температуры порядка 10^{-4} – 10^{-3} °С, вызванным такими явлениями, как самонагрев датчиков, естественная конвекция заливочной жидкости и др. Вместе с тем собранные нами данные дают возможность в первом приближении оценить: 1) влияние продолжительности остановки прибора на горизонте измерения на полученное в итоге значение температуры, 2) влияние продолжительности выстойки скважины (времени, прошедшего с момента окончания буровых операций в скважине до начала ее геофизических исследований) на результаты термометрии, 3) воспроизводимость результатов измерений, выполненных одним и тем же прибором, и 4) воспроизводимость результатов измерений, выполненных приборами КМТ разных модификаций.

Измерения температуры во всех случаях производились на спуске геофизического снаряда дискретно. Скорость подачи снаряда существенно замедлялась за 10 м до его постановки на заданный горизонт с целью минимизировать эффект принудительной конвекции скважинной жидкости. Продолжительность стоянки прибора на горизонтах в разных сериях измерений составляла 10 мин, 60 мин и 24 ч (см. табл. 1). Анализ данных, полученных в сериях 7 и 8, в которых снаряд выстаивался на каждом горизонте в течение 24 ч, показал, что время, необходимое для стабилизации температуры скважинной жидкости в пределах $\pm 0,01$ °С после полной остановки снаряда, варьирует от 5 до 10 ч. На рис. 1 приведен пример записи показаний прибора КМТ02-10 во время его стоянки на горизонте 3700 м в 7-й и 8-й сериях измерений. На основании аналогичных записей, сделанных на всех горизонтах измерений в этих сериях, было установлено, что замеры температуры, выполненные спустя 10 и 60 мин после остановки снаряда, систематически занижают температуру в скважине на $0,10 \pm 0,04$ °С и $0,04 \pm 0,02$ °С соответственно по сравнению со средним значением температуры, измеренной в промежуток времени с 10 до 24 ч, считая от момента постановки снаряда на точку измерений. Указанные значения систематических ошибок были использованы для коррекции термограмм, полученных с 10- и 60-минутной выстойкой геофизического снаряда на точке. Чтобы обеспечить возможность сравнения термограмм, измеренных с разным шагом по глубине, полученные в каждой серии данные интерполировались с помощью полиномов высоких степеней, описывающих экспериментальные значения температуры с точностью не хуже $\pm 0,02$ °С.

На рис. 2 показано отклонение полученных нами восьми термограмм от синтетического профиля, который был построен в работе [8] на основе результатов более ранних измерений и использовался для реконструкции прошлых изменений температуры на поверхности ледника [8, 9]. Для построения этого синтетического профиля использовались: 1) результаты дискретных измерений температуры в скважине 3Г до глубины 1920 м, выполненных Ю. Рыдваном в зимовочный период 33-й САЭ, 1988 г. [10]; 2) термограмма скважин 5Г и 5Г-1, полученная французским специалистом К. Радо в 1997 г. в режиме непрерывных измерений (без остановки снаряда) до глубины 3420 м; 3) результаты непрерывных измерений температуры, выполненных геофизиком Санкт-Петербургского горного института Р.Н. Вострецовым в январе 2000 г. в скважинах 5Г и 5Г-1 до глубины 3620 м [11].

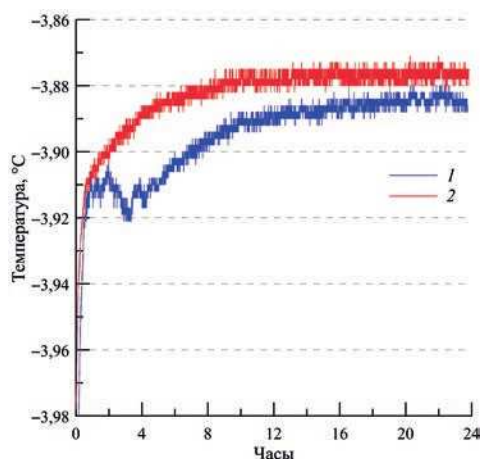


Рис. 1. Изменения температуры, зарегистрированные геофизическим снарядом КМТ02-10 во время его 24-часовых остановок на горизонте 3700 м в сериях измерений 7 и 8:

1 — апрель 2017 г., серия 7 (2 месяца после завершения буровых работ в скважине 5Г-3); 2 — ноябрь 2017 г., серия 8 (9 месяцев после завершения буровых работ). Флуктуации температуры в начале записи, которые видны на кривой 1, вызваны нарушением принятого регламента работ: слишком большая скорость подачи снаряда и его резкая остановка на горизонте измерений

Fig. 1. Evolution of the drilling fluid temperature as recorded by borehole logger KMT02-10 while it was stopped for 24 h at a depth of 3700 m, during the 7th and 8th logging runs:

1 — April 2017, run 7 (two months after completion of drilling operations in borehole 5G-3); 2 — November 2017, run 8 (eight months after completion of drilling). Fluctuations in temperature at the beginning of the record shown by curve 1 are attributed to an accidental deviation from a standard operating procedure: lowering the logging tool too quickly into the borehole followed by stopping it abruptly at the depth of measurements

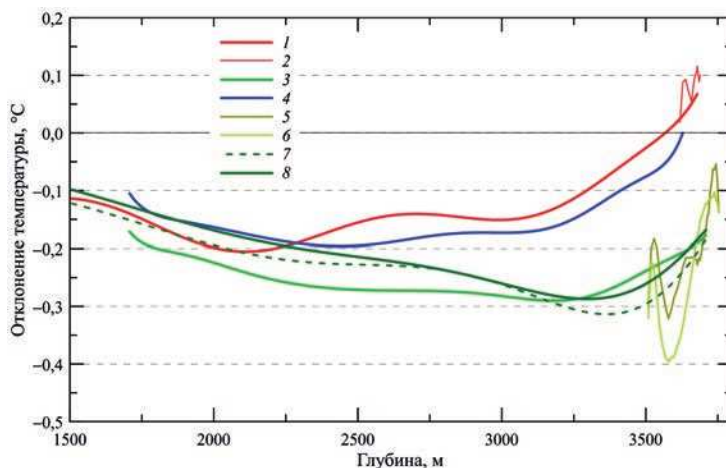


Рис. 2. Отклонение экспериментальных профилей температуры, полученных в данной работе, от синтетического профиля температуры ледника в районе станции Восток [8]:

1–8 — номера серий измерений как в табл. 1

Fig. 2. Deviation of experimental temperature profiles obtained in this work from a synthetic temperature profile of the ice sheet in the vicinity of Vostok Station [8]:

1–8 — the numbers of logging runs as in table 1

При построении синтетического профиля [8] особое внимание уделялось его соответствию модельному распределению температуры во всей толще ледника (включая его придонную часть, не охваченную измерениями), а также сохранению воспроизводимых аномалий температуры, которые использовались в цитируемых выше работах для палеоклиматических реконструкций. Возможно, отчасти поэтому синтетический профиль показывает глубже 1000 м завышенные на 0,05–0,60 °C значения температуры по сравнению с экспериментальными профилями, использованными для его построения, и, следовательно, может неверно отражать абсолютную температуру льда, которая является предметом исследования в нашей работе. Как видно из рис. 2, новые экспериментальные данные о распределении температуры глубже 1500 м также свидетельствуют о возможном завышении абсолютных значений температуры синтетическим профилем, хотя в большинстве случаев наблюдаемое расхождение не превышает 0,3 °C и имеет тенденцию к значительному уменьшению в нижней части скважины.

Анализ графиков отклонения экспериментальных профилей 1–8 от синтетического профиля температуры позволяет сделать ряд важных выводов.

1. Полученные нами данные можно разбить на две группы: в первую входят серии измерений 1, 3, 4, 7, 8, которые выполнялись спустя 2–10 месяцев после остановки буровых операций в скважине, во вторую — серии 2, 5, 6, которые выполнялись во время кратковременных перерывов между буровыми рейсами. Профили второй группы показывают значительные возмущения температуры, вызванные перемешиванием заливочной жидкости в скважине в ходе спуска-подъема буровых снарядов и пробоотборников. Вместе с тем значения температуры по этим профилям в призабойной зоне скважины, где перемешивание жидкости происходит не так интенсивно, с точностью до 0,05 °C совпадают с температурой, измеренной тем же геофизическим снарядом после продолжительной выстойки скважины в сериях измерений первой группы.

2. Сравнение профилей 7 и 8, полученных прибором КМТ02-10, показывает, что измерения, выполненные спустя 2 месяца после остановки буровых работ (серия 7), в среднем на 0,02 °C занижают температуру в скважине по сравнению с измерениями, сделанными в серии 8 спустя 9 месяцев после остановки работ (см. рис. 1, 2). Вместе с тем примерно такое же систематическое расхождение (в среднем на 0,03 °C) наблюдается между профилем 8 и профилем 3, который был измерен тем же прибором тремя годами ранее, после 8,5-месячной выстойки скважины (рис. 2). Следовательно, воспроизводимость результатов измерений прибором КМТ02-10, по-видимому, недостаточна для исследования влияния увеличения времени выстойки скважины с 2 до 8,5–9 месяцев на полученные термограммы. Стандартное отклонение значений температуры, зафиксированных этим прибором на одних и тех же горизонтах в разных сериях измерений, составляет $\pm 0,02$ °C.

3. Расхождение между температурными профилями первой группы 1, 3, 4, 7 и 8, измеренными тремя независимо откалиброванными приборами КМТ, в большинстве случаев соответствует допустимой систематической погрешности их датчиков температуры ($\pm 0,1$ °C). Лишь глубже 3300 м расхождение между профилями 1 и 4, измеренными приборами КМТ05 и КМТ02-09, и профилями 3, 7, 8 (КМТ02-10) превышает 0,20 °C, достигая 0,27 °C в самой нижней части скважины. К возможным причинам значительного расхождения температурных профилей, измеренных в разные годы

тремя разными приборами КМТ, относятся временной дрейф калибровочных характеристик датчиков температуры и погрешность определения глубины приборов в скважине.

Построение сводного профиля температуры

Наиболее вероятным профилем температуры ледника в интервале глубин 1707,2–3628,4 м следует считать сводный профиль, построенный путем осреднения данных, полученных в сериях измерений 1, 3, 4, 7 и 8 (см. табл. 2 и рис. 3). Важным следствием осреднения результатов измерений, выполненных разными приборами КМТ, является рандомизация присущих им индивидуальных систематических погрешностей, в том числе тех, которые связаны с дрейфом калибровочных характеристик датчиков. Расчетная стандартная ошибка s_T сводного профиля температуры, приведенная в табл. 2, увеличивается от $\pm 0,01$ °C в верхней части профиля до $\pm 0,12$ °C на глубине 3628 м, что можно объяснить ростом с глубиной погрешности глубинной привязки измерений: на больших глубинах весьма вероятная здесь ошибка определения глубины положения прибора в ± 1 м соответствует ошибке $\pm 0,02$ °C в определении температуры заливочной жидкости.

Таблица 2

Сводный профиль температуры ледниковой толщи в интервале глубин 1707–3753 м по данным термометрии скважин 5Г, 5Г-1, 5Г-2 и 5Г-3 на станции Восток

Table 2

Stacked temperature profile of the ice sheet between 1707 and 1753 m depths based on temperature measurements in boreholes 5G, 5G-1, 5G-2 and 5G-3 at Vostok Station

l^* (м)	h (м)	T (°C)	s_T (°C)	l^* (м)	h (м)	T (°C)	s_T (°C)
1700	1707,2	-40,57	0,02	2800	2809,6	-21,91	0,05
1720	1727,3	-40,32	0,01	2820	2829,5	-21,52	0,05
1740	1747,4	-40,04	0,01	2840	2849,5	-21,14	0,05
1760	1767,5	-39,75	0,01	2860	2869,5	-20,76	0,05
1780	1787,6	-39,44	0,01	2880	2889,4	-20,36	0,05
1800	1807,7	-39,16	0,01	2900	2909,4	-19,97	0,05
1820	1827,7	-38,86	0,01	2920	2929,4	-19,60	0,06
1840	1847,8	-38,57	0,01	2940	2949,4	-19,19	0,06
1860	1867,9	-38,27	0,01	2960	2969,3	-18,81	0,06
1880	1888,0	-37,96	0,01	2980	2989,3	-18,40	0,06
1900	1908,1	-37,65	0,01	3000	3009,3	-18,00	0,06
1920	1928,2	-37,35	0,01	3020	3029,2	-17,61	0,06
1940	1948,3	-37,03	0,01	3040	3049,2	-17,25	0,06
1960	1968,3	-36,73	0,02	3060	3069,2	-16,83	0,06
1980	1988,4	-36,42	0,02	3080	3089,1	-16,44	0,06
2000	2008,5	-36,10	0,02	3100	3109,1	-16,03	0,07
2020	2028,6	-35,78	0,02	3120	3129,1	-15,63	0,07
2040	2048,7	-35,47	0,02	3140	3149,1	-15,23	0,07
2060	2068,8	-35,15	0,02	3160	3169,0	-14,83	0,07
2080	2088,9	-34,82	0,02	3180	3189,0	-14,43	0,07
2100	2108,9	-34,50	0,02	3200	3209,0	-14,02	0,08
2120	2129,0	-34,17	0,02	3220	3228,9	-13,63	0,08
2140	2149,1	-33,84	0,02	3240	3248,9	-13,22	0,08
2160	2169,2	-33,51	0,02	3260	3268,9	-12,80	0,08
2180	2189,3	-33,16	0,02	3280	3288,9	-12,39	0,09
2200	2209,4	-32,84	0,02	3300	3308,8	-11,97	0,09

Окончание табл. 2
The end of the table 2

l^* (м)	h (м)	T (°C)	s_T (°C)	l^* (м)	h (м)	T (°C)	s_T (°C)
2220	2229,4	-32,50	0,02	3320	3328,8	-11,58	0,09
2240	2249,5	-32,15	0,02	3340	3348,8	-11,17	0,09
2260	2269,6	-31,79	0,02	3360	3368,7	-10,77	0,09
2280	2289,7	-31,45	0,02	3380	3388,7	-10,35	0,10
2300	2309,8	-31,11	0,02	3400	3408,7	-9,95	0,10
2320	2329,9	-30,77	0,03	3420	3428,6	-9,54	0,10
2340	2350,0	-30,42	0,03	3440	3448,6	-9,11	0,10
2360	2370,0	-30,07	0,03	3460	3468,6	-8,70	0,10
2380	2390,1	-29,72	0,03	3480	3488,6	-8,30	0,10
2400	2410,2	-29,34	0,03	3500	3508,5	-7,88	0,10
2420	2430,1	-28,99	0,03	3520	3528,5	-7,47	0,10
2440	2450,1	-28,63	0,04	3540	3548,5	-7,05	0,11
2460	2470,1	-28,28	0,04	3560	3568,4	-6,63	0,11
2480	2490,0	-27,92	0,04	3580	3588,4	-6,23	0,11
2500	2510,0	-27,56	0,04	3600	3608,4	-5,82	0,11
2520	2530,0	-27,19	0,04	3620	3628,4	-5,40	0,12
2540	2549,9	-26,82	0,05	3640	3648,3	-4,98	—
2560	2569,9	-26,44	0,05	3660	3668,3	-4,56	—
2580	2589,9	-26,10	0,05	3680	3688,3	-4,17	—
2600	2609,9	-25,70	0,05	3700	3708,2	-3,75	—
2620	2629,8	-25,35	0,05	3705	3713,2	-3,58	—
2640	2649,8	-24,96	0,05	3710	3718,2	-3,47	—
2660	2669,8	-24,57	0,05	3715	3723,2	-3,35	—
2680	2689,7	-24,22	0,05	3720	3728,2	-3,24	—
2700	2709,7	-23,83	0,05	3725	3733,2	-3,13	—
2720	2729,7	-23,46	0,05	3730	3738,2	-3,03	—
2740	2749,7	-23,07	0,05	3735	3743,2	-2,93	—
2760	2769,6	-22,68	0,05	3740	3748,2	-2,84	—
2780	2789,6	-22,30	0,05	3745	3753,2	-2,77	—

Примечание. l^* — глубина скважины по кабельному счетчику; h — вертикальная глубина; T — среднее значение температуры по результатам измерений приборами КМТ трех различных модификаций; s_T — стандартная ошибка средней температуры. Значения, показанные курсивом, получены без надлежащей выстойки скважины.

Note. l^* — depth of the borehole as measured by depth meter; h — vertical depth; T — mean temperature based on measurements performed by the KMT loggers of three different modifications; s_T — estimated standard error of the mean temperature. The values shown in italics were obtained in between the routine drilling runs and thus considered to be less reliable.

Расчет средних значений температуры и их стандартной погрешности производился для глубин, на которых делались остановки снаряда в 3-й серии измерений. Это позволило «откалибровать» результаты измерений, выполненных прибором КМТ02-10, по более точному, с нашей точки зрения, осредненному профилю температуры. Было получено линейное уравнение, которое позволяет воспроизводить с точностью не хуже $\pm 0,01$ °C значения осредненного профиля (T) по температурам T_{meas} , измеренным прибором КМТ02-10:

$$T = 1,0042T_{meas} + 0,16. \quad (1)$$

Повторная калибровка датчика температуры геофизического снаряда КМТ02-10 в диапазоне температур от -21 до 3 °C была проведена летом 2021 г. в Лаборатории изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС) ААНИИ. В результате

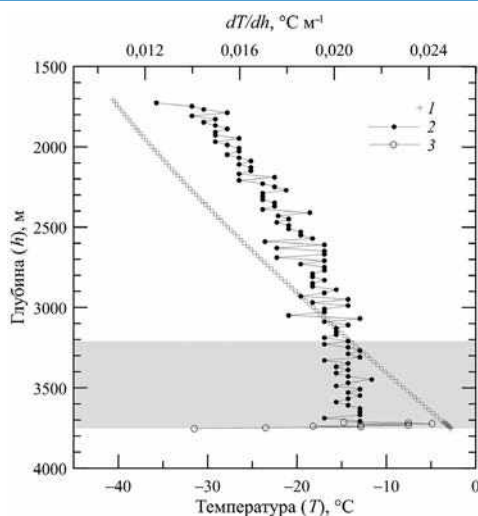


Рис. 3. Сводный профиль температуры ледниковой толщи в районе станции Восток по данным измерений в глубоких скважинах 5Г, 5Г-1, 5Г-2 и 5Г-3:

1 — сводный профиль температуры; 2 — градиент температуры (dT/dh) в интервале глубин 1707,2–3708,2 м по данным серий измерений 1, 3, 4, 7 и 8; 3 — градиент температуры в интервале глубин 3713,2–3753,2 м по данным серий измерений 5 и 6. Затусованная зона — интервал глубин 3209,0–3753,2 м, характеризующийся постоянным градиентом температуры. Данные, полученные в этом интервале, использовались для оценки температуры плавления льда на контакте ледник–озеро

Fig. 3. Stacked temperature profile of the ice sheet in the vicinity of Vostok Station based on temperature measurements in boreholes 5G, 5G-1, 5G-2 and 5G-3:

1 — stacked temperature profile; 2 — vertical temperature gradient (dT/dh) in the 1707.2–3708.2 m depth interval based on the data from logging runs 1, 3, 4, 7 and 8; 3 — temperature gradient in the 3713.2–3753.2 m depth interval (runs 5 and 6). Shaded band — ice stratum with a uniform mean temperature gradient between 3209.0 and 3753.2 m; the data from this depth interval were used to define the melting temperature of ice at the ice-water interface

измерений, подробное описание которых выходит за рамки настоящей статьи, было получено калибровочное уравнение, обеспечивающее остаточное отклонение от-корректированных температур от показаний эталонного термометра 3-го разряда в пределах $\pm 0,02$ °C:

$$T = 1,0038T_{\text{meas.}} + 0,12. \quad (2)$$

В интересующем нас диапазоне температур ледника ($-40 \dots -2$ °C) откорректированные с помощью этих двух уравнений температуры совпадают в пределах погрешностей калибровок, при этом уравнение (2) систематически занижает значения T на $0,031 \pm 0,004$ °C по сравнению с уравнением (1). Поскольку за 3,5 года, прошедших с момента завершения исследований в скважине до повторной калибровки прибора в ЛИКОС, калибровочные коэффициенты датчика температуры могли заметно измениться, в дальнейшем для коррекции результатов измерений, выполненных геофизическим снарядами КМТ02-10, было решено использовать уравнение (1).

Для интервала глубин 3713,2–3753,2 м имеются только результаты двух контрольных серий измерений 5 и 6, которые выполнялись во время кратковременных остановок буровых работ в период подготовки второго вскрытия озера Восток. Обе серии измерений выполнялись снарядами КМТ02-10. После коррекции результатов с помощью уравнения (1) средние по двум указанным сериям значения температу-

ры были взяты для продления сводного экспериментального профиля до глубины 3753,2 м. При использовании данных из этого интервала глубин необходимо помнить, что они были получены без необходимой выстойки скважины и поэтому характеризуются значительным разбросом.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Определение наиболее вероятного значения температуры плавления льда на контакте ледника с подледниковым озером

Экстраполяция профилей температуры на ледяную толщу, залегающую глубже интервала, охваченного измерениями, часто производится путем согласования результатов моделирования с данными термометрии [8–11, 13]. При этом температура возможного фазового перехода лед–вода на нижней поверхности ледника задается как функция только давления (мощности ледника). В нашем случае температура плавления льда является искомой величиной, несущей в себе информацию о концентрации растворенных в подледниковой воде газов, которую мы попытаемся оценить на основании имеющихся в нашем распоряжении экспериментальных данных.

Профиль температуры ледниковой толщи в районе станции Восток (рис. 3) характеризуется постепенным увеличением температурного градиента с глубиной от $0,014\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{м}^{-1}$ на 1700 м до примерно $0,020\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{м}^{-1}$ в придонной части ледника. Такое изменение градиента отражает уменьшение с глубиной вертикальной скорости движения льда, изменение его теплофизических свойств и — в более широком смысле — историю термогидродинамических процессов в ледниковой толще. Анализ профиля градиента температуры (рис. 2, кривые 2, 3) показывает, что глубже примерно 3200 м его среднее значение становится статистически постоянным. Последнее согласуется с результатами моделирования, которые свидетельствуют о линейности температурного профиля в придонной части ледника в районе станции Восток [9]. По нашим данным, градиент температуры, dT/dh , в интервале глубин 3209,0–3708,2 м (надежные данные) равен $0,0206 \pm 0,0005\text{ (1}\sigma\text{)}\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{м}^{-1}$, а в интервале 3713,2–3753,2 м (данные получены в перерывах между буровыми рейсами) $dT/dh = 0,0204 \pm 0,0032\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{м}^{-1}$.

Предполагая постоянство температурного градиента глубже 3209,9 м и вплоть до нижней границы ледника на глубине 3758,6 м, температуру плавления льда T_f на контакте лед–вода можно получить с помощью линейной экстраполяции сводного профиля температуры. По выборке надежных данных, полученных интервале 3209,0–3708,2 м, зависимость температуры от глубины залегания льда описывается линейным уравнением

$$T(^{\circ}\text{C}) = 0,020605h\text{ (м)} - 80,166. \quad (3)$$

Разброс экспериментальных данных вокруг линии регрессии характеризуется стандартным отклонением $\pm 0,012\text{ }^{\circ}\text{C}$. На глубине 3758,6 м уравнение (3) предсказывает температуру $T_f = -2,72\text{ }^{\circ}\text{C}$; стандартная ошибка экстраполяции, определенная по расчетным стандартным ошибкам значений параметров этого уравнения, равна $\pm 0,10\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Надежность полученных оценок была подтверждена серией проверочных расчетов, в которых для аппроксимации зависимости $T(h)$ использовались полиномы различных степеней, а в качестве выборочных данных — пары значений $T-h$ из других интервалов скважины, лежащих глубже 3200 м: 3209,0–3753,2 м, 3388,7–

3708,2 м, 3713,2–3753,2 м и др. Было установлено, что во всех случаях экстраполированные значения T_f укладываются в диапазон $-2,72 \pm 0,10$ °С, который и был принят в качестве наиболее вероятного для температуры льда на контакте с озерной водой.

Независимую оценку искомой величины T_f удалось получить в ходе повторного вскрытия озера Восток в январе 2015 г. Спустя несколько дней после запуска озерной воды в скважину 5Г-3, когда на контакте воды и заливочной жидкости уже должна была образоваться гидратная пробка [12], в скважину был спущен геофизический снаряд КМТ02-10. Во время этой операции на глубине 3669 м по кабельному счетчику сработал датчик забоя. Как следует из обработанных нами записей температуры и давления скважинной жидкости, измеренных датчиками снаряда (рис. 4), в этот момент было зафиксировано скачкообразное повышение температуры с $-4,4$ °С (температура заливочной жидкости на этой глубине) до значения $-2,67$ °С. Начавшийся после этого аварийный подъем снаряда — сначала до отметки 3650 м, а затем после короткой остановки до отметки 3600 м — первоначально вызвал незначительное падение температуры, которое вскоре сменилось ее возвратом на уровень $-2,65 \pm 0,02$ °С. Такой ход изменения температуры свидетельствует о том, что вода стала подниматься по стволу скважины вслед за поднимающимся снарядом. Чтобы избежать

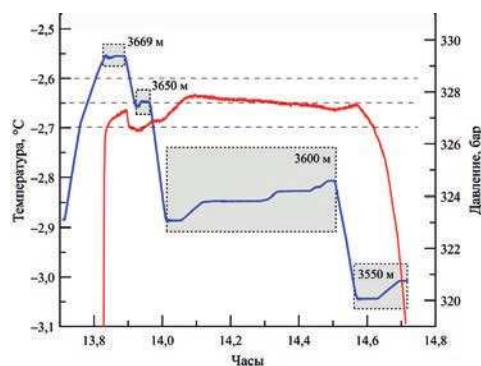


Рис. 4. Записи давления (синяя кривая) и температуры (красная кривая), сделанные геофизическим снарядом КМТ02-10 в рейсе 6 февраля 2015 г., во время которого снаряд вступил в контакт с озерной водой, поступившей в скважину 5Г-3 после второго вскрытия подледникового озера Восток.

Прямоугольники ограничивают отрезки времени, в течение которых производилась остановка снаряда на указанных на графике глубинах: 3669 м — сработал датчик забоя, термометр снаряда вступил в контакт с водой; 3650 м — кратковременная остановка снаряда для наблюдения за показаниями термометра; 3600 м — продолжительная остановка снаряда для заливки в скважину керосина (отражается в повышении давления скважинной жидкости); 3550 м — вторая остановка для заливки керосина. Глубины даны по кабельному счетчику. Измеренные температуры откорректированы с помощью уравнения (1)

Fig. 4. Fluid pressure (blue curve) and temperature (red curve) recorded by borehole logger KMT02-10 on 6 February 2015, during a run when the logger became submerged in subglacial water that entered borehole 5G-3 after the second unsealing of Lake Vostok.

The rectangles delineate time intervals within which the logger was stopped at depths indicated in the figure: 3669 m — the lowering of the logger is stopped after the weight-on-bit sensor signaled an increase in the buoyancy force; the temperature probe comes into contact with subglacial water; 3650 m — short pause in the hoisting of the logger to monitor temperature; 3600 m — the hoisting of the logger is stopped to allow the borehole to be topped up with kerosene in order to prevent a further rise of subglacial water (the addition of kerosene through the hole mouth is reflected in the step-like increase of the fluid pressure); 3550 m — second stop for the topping up of the borehole. Depths are from the drill depth meter. Measured temperatures are corrected using equation 1

дальнейшего подъема воды и понизить ее уровень в скважине, во время остановки снаряда на отметке 3600 м была произведена заливка керосина через устье скважины, которая нашла отражение в поэтапном росте регистрируемого давления заливочной жидкости при неизменном положении геофизического снаряда в скважине (рис. 4). В ходе дальнейшего подъема с отметки 3600 м до отметки 3550 м снаряд пересек границу воды и заливочной жидкости в скважине, что привело к быстрому падению регистрируемой им температуры.

По нашему мнению, наиболее надежной оценкой равновесной температуры жидкой воды в скважине является значение $-2,67^{\circ}\text{C}$, измеренное спустя 5 мин после первого контакта датчика снаряда с водой на отметке 3669 м, соответствующей вертикальной глубине 3677 м. Измеренное на этой глубине давление заливочной жидкости в пределах погрешности датчика снаряда КМТ02-10 совпало с расчетным давлением льда. Разница давлений на глубине 3677 м и на контакте ледника с озером (3758,6 м) составила 0,74 МПа, что, принимая во внимание зависимость температуры фазового равновесия воды и льда от давления (см. ниже), соответствует разнице температур в $0,055^{\circ}\text{C}$, и, следовательно, температура озерной воды у нижней поверхности ледника равна $-2,73^{\circ}\text{C}$. Оценить погрешность этого значения, которое практически совпало с результатом анализа скважинных термограмм, не представляется возможным, так как неизвестно, насколько близко измеренная температура соответствует равновесным условиям.

Оценка газосодержания верхнего слоя воды подледникового озера Восток

Вертикальный профиль давления льда в районе станции Восток глубже 120 м с точностью до 0,01 МПа описывается линейной зависимостью, которая была получена по данным измерения плотности ледяного керна, приведенным к условиям залегания [14]:

$$P_{ice} \text{ (МПа)} = 9,049 \cdot 10^{-3} [h(\text{м}) - 32]. \quad (4)$$

В соответствии с этим уравнением давление льда на контакте ледника с озером (глубина $3758,6 \pm 3$ м) с учетом атмосферного давления равно $33,78 \pm 0,05$ МПа. Температура плавления льда T_f на контакте с водой, не содержащей растворенных газов, определяется уравнением [15]:

$$T_f(S, P) = T_f(S, 0) - 7,42 \cdot 10^{-2} P(\text{МПа}), \quad (5)$$

в котором P — давление, а S — соленость воды. Общая минерализация воды озера Восток не превышает 0,4–1,2 ‰ [16], что соответствует понижению $T_f(S, 0)$ в среднем не более чем на $0,05^{\circ}\text{C}$. В дальнейшем будем рассматривать озерную воду как пресную, полагая, что $T_f(S, 0) = 273,16$ К (температура тройной точки воды) и основной причиной понижения температуры плавления льда относительно значения T_f рассчитанного по уравнению (5), является высокая концентрация в воде растворенных газов.

В работе [2] было показано, что при заданной температуре плавления T_f разницы между давлением $P_f(0)$, при котором происходит кристаллизация пресной дегазированной воды, и давлением $P_f(x_{air})$, при котором замерзает вода, содержащая растворенный воздух, определяется уравнением

$$\Delta P_f = P_f(0) - P_f(x_{air}) = -\frac{RT_f \ln(1 - x_{air})}{\Delta V_w} \approx \frac{RT_f x_{air}}{\Delta V_w}, \quad (6)$$

где x_{air} — мольная концентрация растворенного в воде воздуха (сумма концентраций азота и кислорода $x_{air} = x_{N_2} + x_{O_2}$); $R = 8,314$ Дж·моль⁻¹·К⁻¹ — газовая постоянная; ΔV_w — разница между молярными объемами молекул воды во льду и в жидкой фазе (для наших P, T условий $\Delta V_w \approx 1,64$ см³·моль⁻¹). Давление $P_f(x_{air} = 0)$ для данного значения T_f определяется из уравнения (5). В случае предельного насыщения озерной воды атмосферными газами, соответствующего равновесию растворенных газов с гидратной фазой $x_{air} = X_{air}$, где X_{air} — растворимость воздуха в воде в области стабильности смешанных гидратов воздуха. В этих условиях зависимость $T_f(P)$ совпадает с линией трехфазного равновесия LHI (насыщенная газами вода — гидрат воздуха — лед), положение которой может быть рассчитано теоретически на основании уравнений (5) и (6) и значения $X_{air} = 2,74$ см³·г⁻¹ (здесь и далее объем газа соответствует н. у.), установленного для условий озера Восток в районе бурения скважины [2]. Поскольку расчетное положение линии трехфазного равновесия несколько отличается от имеющихся экспериментальных данных для систем с чистым кислородом и чистым азотом, в работе [2] было предложено использовать среднее — между теоретическим и экспериментальным — положение линии равновесия LHI, которое описывается линейным уравнением

$$T_f(K) = 272,85 - 7,55 \cdot 10^{-2} P(\text{МПа}). \quad (7)$$

В переходном состоянии, когда $x_{air} < X_{air}$ и озеро еще не достигло предельного насыщения атмосферными газами [17], концентрация растворенных в воде газов, x_{air} , может быть оценена по экспериментальным данным о давлении и температуре плавления льда на контакте ледник–озеро, полученным в результате бурения скважины, по формуле

$$x_{air} = \frac{\Delta P_{meas.}}{\Delta P_f(X_{air})} X_{air}, \quad (8)$$

в которой $\Delta P_{meas.}$ — разница между значением $P_f(0)$ для данной температуры плавления льда и фактическим давлением на границе ледник–озеро; $\Delta P_f = P_f(0) - P_f(X_{air})$, где $P_f(X_{air})$ определяется для данного значения T_f из уравнения (7).

На рис. 5 показано нормальное распределение плотностей вероятностей значений T_f на контакте лед–вода, построенное с учетом случайной погрешности экстраполяции сводного экспериментального профиля температуры до глубины 3758,6 м. Наиболее вероятное значение температуры плавления льда на контакте ледника с озером равно $-2,72$ °С, среднее квадратичное отклонение $\sigma = \pm 0,10$ °С. Теоретически возможный диапазон значений концентрации газа в воде и соответствующих им значений температуры плавления льда ограничен газосодержанием тающего ледникового льда ($x_{air} = 0,09$ см³·г⁻¹; $T_f = -2,52$ °С) и растворимостью воздуха в воде в равновесии с гидратной фазой ($x_{air} = X_{air} = 2,74$ см³·г⁻¹, $T_f = -2,85$ °С).

В соответствии с уравнениями (7) и (8) наиболее вероятному значению T_f отвечает наиболее вероятное значение концентрации газа в воде $x_{air} = 1,73$ см³·г⁻¹, (2,23 г·л⁻¹). Полученная нами оценка газосодержания приповерхностного слоя воды подледникового водоема в 19 раз превышает концентрацию воздуха в тающем ледниковом льду, но в 1,6 раза меньше предельной растворимости воздуха в воде в равновесии с гидратной фазой. Заметим, что для слабо минерализованной озерной воды расчетное вероятное значение x_{air} будет несколько меньше, а видимое недосыщение воды растворенными газами больше предсказанных выше.

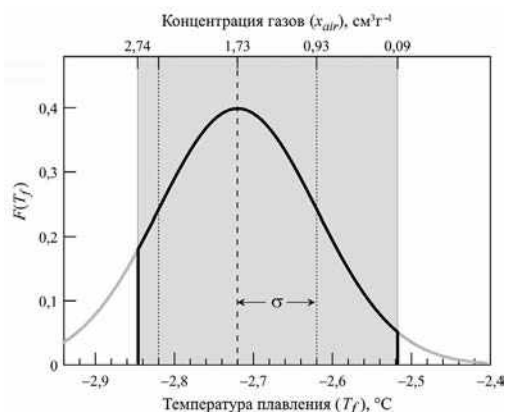


Рис. 5. К определению наиболее вероятных значений температуры плавления льда (T_f) и концентрации газов в подледниковой воде (x_{air}) на контакте ледник–озеро.

Серая кривая — плотность нормального распределения вероятностей значений T_f , полученных на основе анализа скважинных термограмм; черная кривая — усеченное распределение вероятностей T_f ограниченного диапазоном теоретически возможных значений концентрации газов в воде ($x_{air} = 0,09 \dots 2,74 \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$) и соответствующих им значений температуры плавления ($T_f = -2,52 \dots -2,85 \text{ }^\circ\text{C}$). Вертикальный пунктир — наиболее вероятные значения: $T_f = -2,72 \text{ }^\circ\text{C}$ и $x_{air} = 1,73 \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$. Расчет x_{air} для заданных значений T_f производился по уравнению (8)

Fig. 5. Determining the most probable values for the melting temperature of ice (T_f) and concentration of gases in subglacial water (x_{air}) at the ice sheet-lake interface.

Grey curve — Gaussian distribution of the T_f values which were estimated using borehole temperature data; black curve — truncated distribution of T_f delimited by the theoretically possible range of concentrations of gases in the subglacial water $x_{air} = 0.09 \dots 2.74 \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$, corresponding to the temperature range $T_f = -2.52 \dots -2.85 \text{ }^\circ\text{C}$. The vertical dotted line marks the most probable values: $T_f = -2.72 \text{ }^\circ\text{C}$ and $x_{air} = 1.73 \text{ cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$. Equation 8 was used to calculate x_{air} which corresponds to a given value of T_f

Поскольку до момента начала гидратообразования в озере должно сохраняться атмосферное соотношение концентраций азота и кислорода $x_{N_2}/x_{O_2} \approx 3,7$ [3, 17], приведенному выше наиболее вероятному значению газосодержания озерной воды соответствует концентрация растворенного кислорода $x_{O_2} = 0,37 \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$ ($0,53 \text{ г} \cdot \text{л}^{-1}$). Таким образом, даже в самом верхнем слое озера вблизи его ледяного потолка содержание кислорода на 1–2 порядка превышает содержание этого газа в обычных водоемах нашей планеты.

Новые данные о концентрации атмосферных газов в озерной воде, полученные в результате анализа скважинных термограмм, качественно согласуются с данными об общем содержании газов в керне конгеляционного (озерного) льда, поднятого из скважины с глубины более 3700 м. Исследование этого льда, формирование которого происходило в условиях газового и изотопного равновесия с озерной водой, показало, что содержание в нем газов существенно ниже растворимости азота и кислорода во льду в условиях трехфазного равновесия LHI, и, следовательно, содержание газов в верхнем слое озера, из которого образовался этот лед, по-видимому, не достигло предельного уровня, соответствующего равновесию с гидратной фазой [18].

Недосыщение приповерхностной воды озера атмосферными газами, подтвержденное в ходе настоящего исследования, необходимо учитывать при формировании согласованного с экспериментальными данными представления о влиянии циркуляции и перемешивания воды на распределение растворенных газов (и гидратов

воздуха?) в подледниковом озере Восток. По нашему мнению, одним из наиболее правдоподобных объяснений указанного недосыщения является слабое перемешивание талой ледниковой воды, питающей подледниковый водоем и поступающей в район станции Восток, с резидентной водой озера [18, 19].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе восьми термограмм, снятых авторами в нижней части глубокой скважины 5Г и ее боковых стволах 5Г-1, 5Г-2 и 5Г-3, построен сводный температурный профиль ледника в интервале глубин 1707–3753 м. Экстраполяция этого профиля до подошвы ледниковой толщи (глубина $3758,6 \pm 3$ м, давление $33,78 \pm 0,05$ МПа) позволила получить наиболее точную на сегодняшний день оценку температуры плавления льда на контакте ледника с озером: $-2,72 \pm 0,10$ °С. Это значение подтверждается результатами прямых измерений температуры и давления озерной воды, поступившей в скважину после второго вскрытия озера Восток.

Используя зависимость температуры плавления льда при высоких давлениях от концентрации растворенных в воде газов, мы оценили общее газосодержание верхнего слоя озерной воды под станцией Восток. Было установлено, что наиболее вероятное значение концентрации воздуха в подледниковой воде равно $2,23 \text{ г} \cdot \text{л}^{-1}$, что в 19 раз превышает его концентрацию в тающем ледниковом льду — основном источнике газов в озере, но в 1,6 раза меньше предельной растворимости воздуха в воде в равновесии с гидратной фазой. Полученной оценке газосодержания воды соответствует концентрация растворенного кислорода, равная $0,53 \text{ г} \cdot \text{л}^{-1}$. Последнее значение существенно превышает содержание O_2 в любых других известных водоемах на нашей планете.

Новые данные о концентрации растворенных газов в подледниковой воде качественно согласуются с результатами измерений газосодержания керна озерного льда, которые свидетельствуют о том, что концентрация газов в верхнем слое озера, из которого образовался этот лед, существенно меньше предельного уровня, соответствующего равновесию растворенных газов с гидратной фазой. По нашему мнению, наиболее вероятной причиной этого является слабое перемешивание талой ледниковой воды, питающей подледниковый водоем и поступающей в район станции Восток, с резидентной водой озера. Таким образом, результаты нашего исследования подтверждают ранее сделанный вывод о том, что верхний слой озерной воды в районе скважины и, следовательно, та вода, которая поступила в скважину в результате вскрытия озера, не являются достаточно репрезентативными для изучения основных характеристик подледникового водоема [18, 19].

В дальнейшем для уточнения газосодержания воды озера Восток мы планируем использовать зависимость концентрации растворенных в озерном льду газов от концентрации этих газов в озерной воде, из которой образовывался лед [18]. Для измерения сверхнизких концентраций газа в озерном льду вблизи контакта ледника с озером будет использована специально модернизированная для этой цели газоаналитическая установка STAN [20], способная измерять общее газосодержание льда в диапазоне 10^{-5} – $10^{-4} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Финансирование. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-05-00792.

Благодарности. Российская антарктическая экспедиция обеспечивала логистическую поддержку работ на станции Восток. Авторы благодарят А.Н. Саламатина за полезные обсуждения и советы при подготовке статьи.

Competing interests. The authors have no competing interests.

Funding. The reported study was funded by RFBR, project number 20-05-00792.

Acknowledgements. The Russian Antarctic Expedition provided logistic support to work at Vostok Station. The authors thank Andrey Salamatin for useful discussions and advice during the preparation of the manuscript.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Липенков В.Я., Лукин В.В., Булат С.А., Васильев Н.И., Екайкин А.А., Лейченко Г.Л., Масолов В.Н., Попов С.В., Саватюгин Л.М., Саламатин А.Н., Шибяев Ю.А. Итоги исследования подледникового озера Восток в период МПГ // Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Полярная криосфера и воды суши. М.: Paulsen, 2011. С. 17–47.
2. Lipenkov V.Ya., Istomin V.A. On the stability of air clathrate-hydrate crystals in subglacial lake Vostok, Antarctica // Материалы гляциологических исследований. 2001. № 91. С. 138–149.
3. McKay C.P., Hand K.P., Doran P.T., Andersen D.T., Priscu J.C. Clathrate formation and the fate of noble and biologically useful gases in Lake Vostok, Antarctica // Geophysical Res. Letters. 2003. V. 30. № 13. P. 1702–1705.
4. Committee on Principles of Environmental Stewardship for the Exploration and Study of Subglacial Environments. Exploration of Antarctic Subglacial Aquatic Environments: Environmental and Scientific Stewardship. National Research Council, 2007. 162 p. <http://www.nap.edu/catalog/11886.html>.
5. Siegert M.J., Ellis-Evans J.C., Tranter M., Mayer C., Petit J.R., Salamatin A.N., Priscu J.C. Physical, chemical and biological processes in Lake Vostok and other Antarctic subglacial lakes // Nature. 2001. V. 414. № 6864. P. 603–609.
6. Bulat S.A., Alekhina I.A., Blot M., Petit J.R., de Angelis M., Wagenbach D., Lipenkov V.Y., Vasilyeva L.P., Wloch D.M., Raynaud D., Lukin V.V. DNA signature of thermophilic bacteria from the aged accretion ice of Lake Vostok, Antarctica: Implications for searching for life in extreme icy environments // International Journal of Astrobiology. 2004. V. 3. № 1. P. 1–12.
7. Clow G.D. USGS polar temperature logging system, description and measurement Uncertainties. US Geological Survey Techniques and Methods 2–E3. US Geological Survey, Reston, VA, 2008. 24 p.
8. Tsyganova E.A., Salamatin A.N. Non-stationary temperature field simulations along the ice flow line “Ridge B — Vostok Station”, East Antarctica // Материалы гляциологических исследований. 2004. № 97. С. 57–70.
9. Salamatin A.N., Tsyganova E.A., Popov S.V., Lipenkov V.Ya. Ice flow line modeling in ice core data interpretation: Vostok Station (East Antarctica) // Physics of ice core records. Sapporo: Hokkaido University Press, 2009. V. 2. P. 167–194.
10. Salamatin A.N., Lipenkov V.Ya., Blinov K.V. Vostok (Antarctica) climate record time-scale deduced from the analysis of the borehole-temperature profile // Ann. of Glaciol. 1994. V. 20. P. 207–214.
11. Барков Н.И., Вострецов Р.Н., Липенков В.Я., Саламатин А.Н. Колебания температуры воздуха и осадков в районе станции Восток на протяжении четырех климатических циклов за последние 420 тыс. лет // Арктика и Антарктика. М.: Наука, 2002. Вып. 1 (35). С. 82–89.
12. Манаков А.Ю., Ильдяков А.В., Липенков В.Я., Екайкин А.А., Ходжер Т.В. Образование клатратного гидрата фреона HCFC-141b в глубокой скважине на станции Восток (Антарктида) в процессе вскрытия подледникового озера Восток // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 3. С. 32–40. [http://dx.doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-3\(32-40\)](http://dx.doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-3(32-40)).

13. Talalay P., Li Ya., Augustin L., Clow G.D., Hong J., Lefebvre E., Markov A., Motoyama H., Ritz C. Geothermal heat flux from measured temperature profiles in deep ice boreholes in Antarctica // *The Cryosphere*. 2020. V. 14. P. 4021–4037. <https://doi.org/10.5194/tc-14-4021-2020>.
14. Lipenkov V.Ya., Salamatina A.N., Duval P. Bubbly-ice densification in ice sheets: II. Application // *J. Glaciol.* 1997. V. 43. № 145. P. 397–407.
15. Архипкин В.С., Добролюбов С.А. Основы термодинамики морской воды. М.: МГУ, 1998. 153 с.
16. Souchez R., Petit J.R., Tison J.-L., Jouzel J., Verbeke V. Ice formation in subglacial Lake Vostok, Central Antarctica // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. V. 181. P. 529–538.
17. Липенков В.Я., Истомин В.А., Преображенская А.В. Опыт исследования газового режима подледникового озера Восток // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2003. № 74. С. 66–87.
18. Lipenkov V.Y., Ekaykin A.A., Polyakova E.V., Raynaud D. Characterization of subglacial Lake Vostok as seen from physical and isotope properties of accreted ice // *Phil. Trans. R. Soc.* 2016. V. A 374. P. 20140303. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2014.0303>.
19. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Kozachek A.V., Vladimirova D.O. Stable water isotopic composition of the Antarctic Subglacial Lake Vostok: implications for understanding the Lake's hydrology // *Isotopes in Environmental & Health Studies*. 2016. V. 52. № 4–5. P. 468–476. <http://dx.doi.org/10.1080/10256016.2015.1129327>.
20. Lipenkov V.Y., Candaudap F., Ravoire J., Dulac E., Raynaud D. A new device for air content measurements in polar ice // *J. Glaciol.* 1995. V. 41. № 138. P. 423–429.

REFERENCES

1. Lipenkov V.Ya., Lukin V.V., Bulat S.A., Vasiliev N.I., Ekaykin A.A., Leitchenkov G.L., Masolov V.N., Popov S.V., Savatyugin L.M., Salamatina A.N., Shibaev Yu.A. Scientific outcomes of subglacial Lake Vostok studies in the IPY. Contribution of Russia to International Polar Year 2007/08. *Poliarnaya kriosfera i vody sushii*. Polar Cryosphere and Continental Waters. Moscow: Paulsen, 2011: 17–47. [In Russian].
2. Lipenkov V.Ya., Istomin V.A. On the stability of air clathrate-hydrate crystals in subglacial lake Vostok, Antarctica. *Materialy gliatsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2001, 91: 138–149.
3. McKay C.P., Hand K.P., Doran P.T., Andersen D.T., Priscu J.C. Clathrate formation and the fate of noble and biologically useful gases in Lake Vostok, Antarctica. *Geophysical Res. Letters*. 2003, 30 (13): 1702–1705.
4. Committee on Principles of Environmental Stewardship for the Exploration and Study of Subglacial Environments. Exploration of Antarctic Subglacial Aquatic Environments: Environmental and Scientific Stewardship. National Research Council, 2007: 162. <http://www.nap.edu/catalog/11886.html>.
5. Siegert M.J., Ellis-Evans J.C., Tranter M., Mayer C., Petit J.R., Salamatina A.N., Priscu J.C. Physical, chemical and biological processes in Lake Vostok and other Antarctic subglacial lakes. *Nature*. 2001, 414 (6864): 603–609.
6. Bulat S.A., Alekhina I.A., Blot M., Petit J.R., de Angelis M., Wagenbach D., Lipenkov V.Y., Vasilyeva L.P., Wloch D.M., Raynaud D., Lukin V.V. DNA signature of thermophilic bacteria from the aged accretion ice of Lake Vostok, Antarctica: Implications for searching for life in extreme icy environments. *International Journal of Astrobiology*. 2004, 3 (1): 1–12.
7. Clow G.D. USGS polar temperature logging system, description and measurement Uncertainties. US Geological Survey Techniques and Methods 2–E3. US Geological Survey, Reston, VA, 2008: 24.
8. Tsyganova E.A., Salamatina A.N. Non-stationary temperature field simulations along the ice flow line “Ridge B — Vostok Station”, East Antarctica. *Materialy gliatsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2004, 97: 57–70.

9. *Salamatin A.N., Tsyganova E.A., Popov S.V., Lipenkov V.Ya.* Ice flow line modeling in ice core data interpretation: Vostok Station (East Antarctica). *Physics of ice core records*. 2009, 2: 167–194.
10. *Salamatin A.N., Lipenkov V.Ya., Blinov K.V.* Vostok (Antarctica) climate record time-scale deduced from the analysis of the borehole-temperature profile. *Ann. of Glaciol.* 1994, 20: 207–214.
11. *Barkov N.I., Vostretsov R.N., Lipenkov V.Ya., Salamatin A.N.* Variations of temperature and precipitation in the Vostok Station area over the four climatic cycles of the past 420 kyr. *Arktika i Antarktika*. The Arctic and Antarctic. Moscow: Nauka, 2002: 82–89. [In Russian].
12. *Manakov A.Yu., Ildyakov A.V., Lipenkov V.Ya., Ekaykin A.A., Khodzher T.V.* Formation of clathrate hydrates of hydrochlorofluorocarbon 141b in the deep borehole at Vostok Station (Antarctica) in the course of the unsealing of subglacial Lake Vostok. *Kriosfera Zemli*. The Earth's Cryosphere. 2017, 21 (3): 32–40. [In Russian.] [http://dx.doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-3\(32-40\)](http://dx.doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-3(32-40)).
13. *Talalay P., Li Ya., Augustin L., Clow G.D., Hong J., Lefebvre E., Markov A., Motoyama H., Ritz C.* Geothermal heat flux from measured temperature profiles in deep ice boreholes in Antarctica. *The Cryosphere*. 2020, 14: 4021–4037. <https://doi.org/10.5194/tc-14-4021-2020>.
14. *Lipenkov V.Ya., Salamatin A.N., Duval P.* Bubbly-ice densification in ice sheets: II. Application. *J. Glaciol.* 1997, 43 (145): 397–407.
15. *Arkhipkin V.C., Dobrolyubov C.A.* *Osnovy termodinamiki morskoi vody*. Fundamentals of thermodynamics of seawater. Moscow: Moscow State University, 1998: 153 p. [In Russian].
16. *Souchez R., Petit J.R., Tison J.-L., Jouzel J., Verbeke V.* Ice formation in subglacial Lake Vostok, Central Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*. 2000, 181: 529–538.
17. *Lipenkov V.Y., Istomin V.A., Preobrazhenskaya A.V.* Towards establishing the gas budget of subglacial Lake Vostok. *Problemy Arktiki i Antarkтики*. Problems of Arctic and Antarctic. 2003, 74: 66–87. [In Russian].
18. *Lipenkov V.Y., Ekaykin A.A., Polyakova E.V., Raynaud D.* Characterization of subglacial Lake Vostok as seen from physical and isotope properties of accreted ice. *Phil. Trans. R. Soc.* 2016, A 374: 20140303. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2014.0303>.
19. *Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya., Kozachek A.V., Vladimirova D.O.* Stable water isotopic composition of the Antarctic Subglacial Lake Vostok: implications for understanding the Lake's hydrology. *Isotopes in Environmental & Health Studies*. 2016, 52 (4–5): 468–476. <http://dx.doi.org/10.1080/10256016.2015.1129327>.
20. *Lipenkov V.Y., Candaudap F., Ravoire J., Dulac E., Raynaud D.* A new device for air content measurements in polar ice. *J. Glaciol.* 1995, 41 (138): 423–429.

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-368-381>
УДК 551.583.2



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

СВЯЗЬ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА РАЗНЫХ ТИПОВ ОСАДКОВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АНТАРКТИДЕ С ТЕМПЕРАТУРОЙ ВОЗДУХА

Н.А. ТЕБЕНЬКОВА^{1*}, А.А. ЕКАЙКИН^{1,2}, Т. ЛЭППЛЕ³, Д. НОТЦ^{4,5},
А.В. КОЗАЧЕК¹, А.Н. ВЕРЕС¹

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

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

³ — Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, Потсдам, Германия

⁴ — Гамбургский университет, Гамбург, Германия

⁵ — Институт метеорологии Макса Планка, Гамбург, Германия

*natebenkova@aari.ru

Резюме

Изучение изотопного состава ледяных кернов дает нам ценную информацию о климате прошлого. Для правильной интерпретации данных, полученных из ледяных кернов, необходимо понимать процесс формирования изотопного сигнала в атмосферных осадках. В этой работе исследована зависимость изотопного состава трех основных для Центральной Антарктиды типов осадков — ледяных игл, изморози и снега — от приземной температуры воздуха. Использованы образцы, отобранные в районе российской внутриконтинентальной станции Восток в период с 1998 по 2020 г. Коэффициенты линейной регрессии между концентрацией дейтерия (δD) и температурой различаются статистически незначимо для всех типов осадков в пределах годового цикла: $2,93 \pm 0,51 \text{ ‰} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ для ледяных игл, $2,32 \pm 1,34 \text{ ‰} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ для снега и $2,52 \pm 0,35 \text{ ‰} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ для изморози. Сделан анализ сезонной изменчивости изотопно-температурной зависимости для ледяных игл. Для зимнего периода связь между изотопным составом и температурой воздуха не обнаружена. Летом наблюдается наибольший наклон изотопно-температурной зависимости, равный $5,34 \pm 3,11 \text{ ‰} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$, наклон для осеннего периода равен $2,1 \pm 1,3 \text{ ‰} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$, тогда как для весеннего периода мы не располагаем достаточным количеством данных для анализа. В исследовании не использовались осадки, отобранные во время метелей, поскольку было установлено, что метель приносит снег с другим изотопным составом в образец.

Ключевые слова: изморозь, ледяные иглы, снег, стабильные изотопы воды, станция Восток, Центральная Антарктида.

Для цитирования: Тебенькова Н.А., Екайкин А.А., Лэппле Т., Нотц Д., Козачек А.В., Верес А.Н. Связь изотопного состава разных типов осадков в Центральной Антарктиде с температурой воздуха // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. № 4. С. 368–381. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-368-381>.

Поступила 02.11.2021

После переработки 24.11.2021

Принята 29.11.2021

DEPENDENCE OF THE ISOTOPIC COMPOSITION OF DIFFERENT PRECIPITATION TYPES ON AIR TEMPERATURE IN CENTRAL ANTARCTICA

NATALIA A. Tebenkova^{1*}, ALEXEY A. Ekaykin^{1,2}, THOMAS LAEPPLÉ³, DIRK NOTZ^{4,5}, ANNA V. KOZACHEK¹, ARINA N. VERES¹

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

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

³ — Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Potsdam, Germany

⁴ — The University of Hamburg, Hamburg, Germany

⁵ — Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany

*natebenkova@aari.ru

Summary

Water isotopes are key proxies to reconstruct past climatic conditions on our planet based on Antarctic ice core data. The accuracy of climate reconstructions depends on understanding the whole range of the processes involved in the formation of precipitation isotopic composition. The isotopic composition of precipitation in Central Antarctica has been studied in a number of works, but the difference between the isotopic composition of different types of precipitation has not yet been fully described.

There are three main type of precipitation in Central Antarctica: snow, ice needles and hoar. The aim of this work is to establish the dependence of isotopic composition of different precipitation types on temperature. Precipitation samples were collected at Vostok station in Central Antarctica from 1998 to 2020 and further analyzed for $\delta^{18}\text{O}$ and δD . For each precipitation event we have meteorological data, averaged over the time of precipitation fallout.

Mean values of δD for each precipitation type were defined as follows: -444 ± 6.5 ‰ for diamond dust, -480 ± 6 ‰ for hoar and -95 ± 11 ‰ for snow. The seasonal variability of the temperature dependence of the isotopic composition was studied using the example of ice needles. According to our data, the dependence is insignificant in winter, but this needs to be confirmed by an extended dataset. The largest slope of the isotope-temperature dependence regression line is observed for the summer period and is equal to 5.34 ± 3.11 ‰·°C⁻¹, the autumn season has a slope of 2.1 ± 1.3 ‰·°C⁻¹, while for the spring period we do not have enough data for analysis. There is an insignificant difference in the slopes of the isotope-temperature dependence for different types of precipitation: 2.93 ± 0.51 ‰·°C⁻¹ for ice needles, 2.32 ± 1.34 ‰·°C⁻¹ for snow and 2.52 ± 0.35 ‰·°C⁻¹ for hoar. We studied the effect of blizzards on the isotopic composition of samples and concluded that one should avoid using data collected during a blizzard to study the differences in the formation of the isotopic signal for different types of precipitation.

This work brings us closer to understanding how isotopic composition is formed in each type of precipitation and what information it provides. This will contribute to a more accurate interpretation of the isotope signal from ice cores.

Keywords: Central Antarctica, ice needles, hoar, precipitation, snow, stable water isotopes, Vostok station.

For Citation: Tebenkova N.A., Ekaykin A.A., Laepple T., Notz D., Kozachek A.V., Veres A.N. Dependence of the isotopic composition of different precipitation types on air temperature in Central Antarctica. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (4): 368–381. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-368-381>.

Received 02.11.2021

Revised 24.11.2021

Accepted 29.11.2021

ВВЕДЕНИЕ

Изучение стабильных изотопов воды в поверхностном снеге и в глубоких ледяных ядрах дает ценную информацию о климате прошлого и настоящего. Изотопный

состав осадков связан с климатическими условиями в источнике водяного пара и в области конденсации, где выпадают осадки. Концентрации D, ^{18}O и ^{17}O в образцах атмосферных осадков дают косвенную информацию о температуре воздуха, влажности, о движении воздушных масс. Атмосферные осадки аккумулируются на ледяных щитах в течение долгого времени, так мы получаем возможность изучать климат прошлого. Чтобы получить больше информации с помощью изотопного метода, рассчитываются дополнительные параметры — «эксцесс дейтерия» (dxs) и ^{17}O -excess.

Dxs вычисляется по формуле $\text{dxs} = \delta\text{D} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$. На этот параметр основное влияние оказывает влажность воздуха в источнике влаги, влияние температуры сказывается значительно меньше [1]. Значения dxs используют для реконструкции температуры воздуха и влажности в месте образования водяного пара, а также как индикатор сохранности образца — если при хранении образец подвергался частичному испарению, это можно довольно явно увидеть благодаря пониженным значениям dxs. Второй параметр — это ^{17}O -excess (^{17}O -excess / $10^6 = \ln(\delta^{17}\text{O} / 1000 + 1) - 0,528 \cdot \ln(\delta^{18}\text{O} / 1000 + 1)$). ^{17}O -excess сильно реагирует на изменения в условиях формирования влаги над океаном и практически не зависит от температуры. ^{17}O -excess используется для реконструкции условий формирования водяного пара над океаном [2]. Параметр dxs выражается в промилле, а ^{17}O -excess — в частях на миллион (ppm).

Климатические условия Центральной Антарктиды определяются ее внутриконтинентальным, высокоширотным и высокогорным положением. Из-за возвышенности и удаленности этой местности от океана циклоны здесь наблюдаются редко, в результате чего большую часть времени преобладает холодная континентальная антарктическая воздушная масса. Холодные и засушливые условия в Центральной Антарктиде влияют на количество и тип осадков. Осадки делятся на 3 типа: выпадающие из облаков — снег, выпадающие из ясного неба — ледяные иглы (также называемые «алмазной пылью») и осаждающиеся из воздуха — изморозь. Эти типы осадков образуются в разных условиях. Ледяные иглы образуются при ясном или малооблачном небе при температурной инверсии, когда нисходящий воздух охлаждается и воздух становится перенасыщенным водой [3]. Снег образуется в основном при циклоническом типе погоды. Сильные снегопады в Центральной Антарктиде случаются редко, поскольку воздушные массы теряют большую часть влаги, не достигнув центра материка. Изморозь образуется на различных поверхностях благодаря поверхностному охлаждению вышележащего воздуха ниже точки росы. Это происходит из-за адвекции более теплого воздуха на более холодную поверхность или из-за радиационного охлаждения. Первой и пока единственной работой, в которой было проведено исследование изотопного состава различных типов осадков в Центральной Антарктиде, является работа [4]. Авторы показали, что разные типы осадков отражают разные процессы конечной конденсации, и зафиксировали более низкое содержание $\delta^{18}\text{O}$ и более высокие значения dxs для изморози по сравнению с иглами снега и льда. Однако они не смогли установить, является ли это изотопное истощение результатом более низких температур конденсации во время образования изморози или следствием пониженного содержания тяжелых изотопов в водяном паре, из которого она конденсируется. Также они показали разницу между изотопно-температурной зависимостью зимой и летом. Выводы, сделанные в работе [4], основаны на данных станции Конкордия, климатические условия которой типичны для Центральной Антарктиды.

В данной работе мы изучили связь изотопного состава разных типов осадков с температурой воздуха в другом районе Центральной Антарктиды. Мы исследовали годовой ход изотопного состава и особенности изотопно-температурной зависимости для каждого типа осадков, а также сезонную изменчивость изотопно-температурной зависимости.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Отбор проб снежных осадков на станции Восток

Образцы для исследования были отобраны на станции Восток в течение зимнего и летнего сезона 45-й Российской антарктической экспедиции (РАЭ) с декабря 1999 по декабрь 2000 г., 62–63-й РАЭ с декабря 2016 г. по февраль 2018 г. и в течение летних сезонов 44-й (1998–1999 гг.), 52-й (2006–2007 гг.), 64-й (2018–2019 гг.) и 65-й (2019–2020 гг.) РАЭ. Всего отобрано и проанализировано на $\delta^{18}\text{O}$ и δD 278 проб, из которых 205 проб также проанализированы на $\delta^{17}\text{O}$. Пробы отбирались из коллектора (снежной ловушки) на высоте 1–1,5 м (рис. 1). В случае, когда выпадение осадков сопровождалось метелью или поземком, соответствующая информация добавлялась к описанию данного образца, так как переметенный снег может иметь другой изотопный состав.

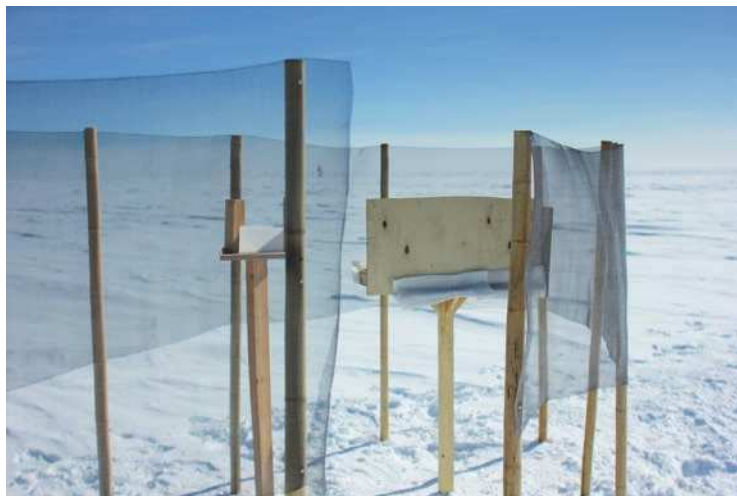


Рис. 1. Снежная ловушка для атмосферных осадков на станции Восток

Fig. 1. The trap to collect snow precipitation at Vostok station

Метеорологические данные

Метеорологические данные взяты из метеорологических таблиц «КМ-1» и из полевых дневников участников экспедиций. Метеорологические данные и значения изотопного состава образцов собраны в одну базу данных. Она содержит значения метеорологических параметров, осредненные за время выпадения осадков, — средней, максимальной и минимальной температуры, атмосферного давления, скорости и направления ветра, влажности, количества осадков, типа облаков и покрытия. Тип осадков определялся гляциологом, который отбирал образцы, и метеорологом, который следил за погодой. Если во время выпадения осадков была метель или поземок, это отмечалось в названии образца. Иногда одновременно наблюдались два

или три типа осадков, в таком случае название образца включало в себя оба типа, например — ледяные иглы и снег с поземком. Все образцы были разделены по типу осадков (с учетом метелей и поземков), итоговая база данных содержит 19 категорий осадков. Для изучения особенностей формирования изотопного состава каждого из трех видов осадков использовались только «чистые» образцы без примеси других типов осадков, во время выпадения которых не наблюдалось метели или поземка. В итоге для дальнейшего анализа использовались 52 образца ледяных игл, 50 образцов изморози и 14 образцов снега.

Для дальнейшего анализа база данных была разделена на 4 сезона. Из-за полярной ночи, низких температур и почти полного отсутствия испарения мы выделили особенно длинный зимний сезон, включающий в себя 6 месяцев (с апреля по сентябрь); каждый из остальных сезонов включает по 2 месяца (октябрь и ноябрь — весна, декабрь и январь — лето, февраль и март — осень).

Методика измерений

Созданная нами база данных изотопного состава образцов содержит результаты исследований, выполненных в разных лабораториях. Образцы за 1998–2007 гг. измерены в Лаборатории наук о климате и окружающей среде (Сакле, Франция) и в Институте Нильса Бора (Копенгагенский университет, Дания). Для изотопных измерений использовался масс-спектрометрический метод, измерения проводились на масс-спектрометре Finnigan MAT 250; воспроизводимость результатов составила 0,6–0,8 ‰ для δD и 0,05 ‰ для $\delta^{18}O$ (1 σ), что достаточно для целей этого исследования. Образцы 2016–2020 гг. измерены в Лаборатории изменений климата и окружающей среды Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ЛИКОС ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия). Измерения проводились на лазерных анализаторах Picarro L2120-i и Picarro L2140-i. Эти анализаторы используют метод спектроскопии внутривибрационного спада сигнала во времени (cavity ring-down spectroscopy — CRDS). Изотопный анализатор воды Picarro L2140-i позволяет измерять $\delta^{18}O$, $\delta^{17}O$ и δD , в то время как Picarro L2120-i измеряет только $\delta^{18}O$ и δD .

Для всех измерений в ЛИКОС использовался рабочий стандарт VOS, изготовленный из поверхностного антарктического снега, собранного в районе станции Восток. Этот стандарт был откалиброван относительно стандартов Международного агентства по атомной энергии (МАГАТЭ) — VSMOW-2, GISP, SLAP-2. Для измерения $\delta^{18}O$ и δD использовался метод, при котором после каждых 5 проб измеряется стандарт. Воспроизводимость результатов, оцененная повторным измерением 10 % случайно выбранных образцов, составила 0,05 ‰ для $\delta^{18}O$ и 0,5 ‰ для δD . $\delta^{17}O$ измерялся по другой методике. В каждую серию измерений входило только 5 образцов, продолжительность измерений которых составляла 3 дня. В данном исследовании будут использоваться только данные по $\delta^{18}O$ и δD . Анализ результатов измерения ^{17}O -excess будет выполнен в другой работе.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Исследование влияния метели на изотопный состав образцов

Созданная нами база данных содержит 278 проб атмосферных осадков, из которых только 116 проб являются «чистыми» пробами одного типа осадков без примесей других типов осадков и без влияния поземка или метели. Чтобы понять, какие образцы мы можем использовать для изучения изотопно-температурной за-

висимости осадков, в первую очередь мы изучили влияние переметенного снега на изотопный состав отобранных образцов. Для этого мы рассмотрели уравнения изотопно-температурной зависимости для образцов ледяных игл, собранных во время метели или поземка, и для «чистых» ледяных игл. Наклоны этих кривых равны $2,93 \pm 0,25$ (в качестве погрешности указана одна стандартная ошибка среднего) для чистых ледяных игл, $3,22 \pm 0,27$ для ледяных игл, отобранных во время поземка, $3,54 \pm 0,3$ для ледяных игл, отобранных во время метели, $3,89 \pm 0,39$ для ледяных игл, отобранных во время поземка и метели. Можно заметить, что метель оказывает существенное влияние на наклон изотопно-температурной зависимости. В отличие от поземка, при метели перенос снега происходит на высоте глаз наблюдателя, т. е. теоретически этот снег может быть занесен в ловушку для осадков. Таким образом, метель может повлиять на изотопный состав образца из-за переноса снега с другим изотопным составом. Поэтому было принято решение при дальнейшем анализе не использовать образцы, которые были собраны во время метели.

Распределение и количество осадков на станции Восток

В центральной части Антарктиды наблюдается чрезвычайно низкое годовое количество осадков. Осадки бывают в основном в виде ледяных игл и изморози, значительно реже выпадает снег (рис. 2).

На рис. 2 представлено распределение всех типов осадков за исследуемый период с 1998 по 2020 г., построенное на основе отобранных проб. Для построения диаграммы использованы те образцы, которые содержат только один вид осадков. На рисунке указаны: частота выпадения каждого типа осадков (в процентах), суммарное количество осадков за исследуемый период (в мм водного эквивалента) и количество событий выпадений осадков. Почти в половине случаев выпадений осадков (около 45 %) наблюдаются ледяные иглы, 43 % всех дней с осадками наблюдается изморозь. Снегопады фиксируются в 12 % случаев выпадений осадков. Однако, если сравнивать количество осадков, эти соотношения меняются. За один снегопад выпадает большее количество осадков в мм водного эквивалента, чем за одно событие выпадения ледяных игл или образования изморози, поэтому вклад снега в общий объем атмосферных осадков за год составляет около 40 %. Ледяные иглы сохраняют ту же долю около 40–50 % ввиду того, что они выпадают часто. Для

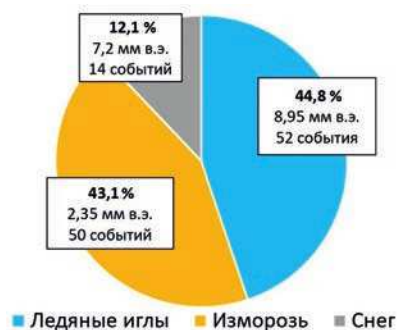


Рис. 2. Распределение и суммарное количество (в мм водного эквивалента — мм в. э.) разных типов осадков в пробах, отобранных за период 1998–2020 гг.

Fig. 2. Distribution and amount (in mm water equivalent — mm w. e.) of different precipitation types at Vostok during the 1998–2020 period

образования изморози нужны особые условия, скорость роста изморози довольно низкая, поэтому в общем годовом объеме осадков на него приходится небольшая доля, в среднем около 13 %. Эти проценты меняются из года в год — например, в 2000 г. объем изморози в водном эквиваленте был равен объему выпавшего снега. Ввиду того что изморозь формируется в малых количествах, ее точный объем трудно измерить. В метеорологических таблицах о количестве образовавшейся изморози зачастую нет никакой информации, поэтому количественные данные об изморози требуют проверки, в то время как информация о частоте образования изморози (количестве дней, когда наблюдалась изморозь) более достоверна и надежна.

Годовой ход температуры и изотопного состава

На рис. 3 представлен годовой ход изотопного состава разных типов осадков, построенный на основе отобранных образцов, и годовой ход приземной температуры воздуха в дни, когда отбирались осадки. Изотопный состав атмосферных осадков значимо коррелирует с температурой воздуха. Среднесуточная температура воздуха на высоте 2 м изменяется от $-77,2^{\circ}\text{C}$ зимой до $-22,9^{\circ}\text{C}$ летом. Такой годовой ход температуры типичен для Центральной Антарктиды. Резкое повышение температуры в весенний сезон следует за резким ростом инсоляции, а максимум температуры наблюдается, как правило, в первой декаде января вскоре после пика инсоляции в конце декабря. Зимой отсутствие коротковолнового излучения от Солнца приводит к отрицательному радиационному балансу.

Как видно из рис. 3, значения δD изменяются в диапазоне от $-561,1$ до $-277,4$ ‰, (значения $\delta^{18}\text{O}$, которые здесь не показаны, — в пределах от -75 до $-34,4$ ‰). Для каждого типа осадков рассчитаны средние значения изотопного состава: $\delta D = -444,2 \pm 6,5$ ‰ для ледяных игл, $\delta D = -480,0 \pm 5,7$ ‰ для изморози и $\delta D = -395,2 \pm 10,7$ ‰ для снега (в качестве погрешности указана 1 стандартная ошибка среднего). Полученные нами данные свидетельствуют о том, что снег имеет более высокие значения изотопного состава, чем ледяные иглы и изморозь. (Заметим, что зимой удалось отобрать всего

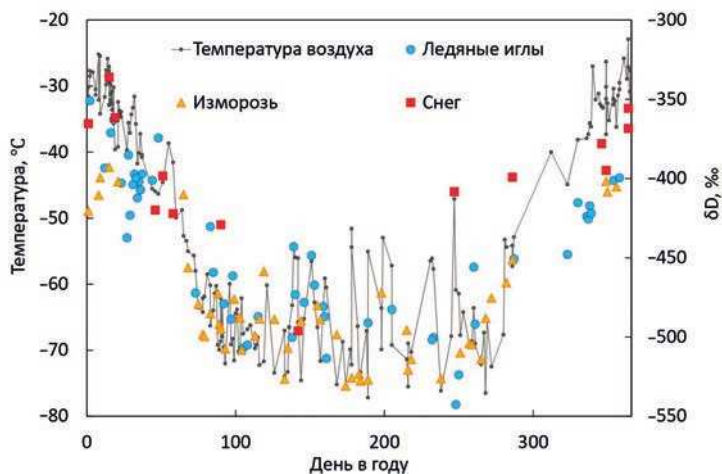


Рис. 3. Годовой ход изотопного состава осадков и приземной температуры воздуха в дни, когда отбирались осадки

Fig. 3. Seasonal cycle of isotopic composition of precipitation and near-surface air temperature on the days when precipitation was collected

одну пробу снега, в то время как образцы ледяных игл и изморози распределены более равномерно по всем сезонам года.) В целом изотопный состав изморози самый низкий, поскольку она, как правило, выпадает при более низких значениях приземной температуры.

ОБСУЖДЕНИЕ

Локальная линия метеорных вод

Еще на заре развития изотопного метода было обнаружено, что содержание дейтерия (D) и ^{18}O в атмосферных осадках связаны линейной зависимостью [5]. Во время изотопного фракционирования при фазовых переходах молекулы HD^{16}O и H_2^{18}O ведут себя схожим образом, есть лишь небольшая разница в значениях равновесных и кинетических коэффициентов фракционирования. Зависимость концентрации дейтерия от концентрации ^{18}O , построенная по данным атмосферных осадков со всего мира, называется глобальной линией метеорных вод ($\delta\text{D} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$). Однако, строго говоря, зависимость между δD и $\delta^{18}\text{O}$ нелинейна, и в областях с низкой температурой конденсации и, соответственно, с низкими значениями изотопного состава наклон этой линии становится меньше (рис. 4).

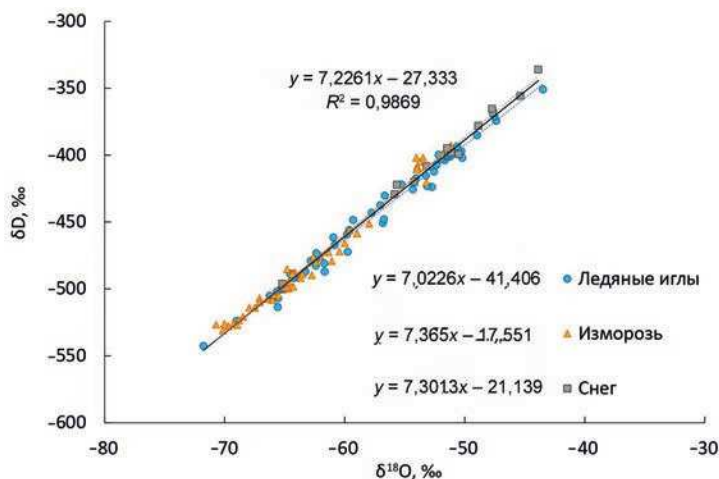


Рис. 4. Локальная линия метеорных вод для разных типов осадков на станции Восток
Fig. 4. Local meteoric water line for different precipitation types at Vostok station

Результаты, представленные на рис. 4, показывают, что локальная линия метеорных вод для станции Восток с 1998 по 2020 г. имеет уравнение $\delta\text{D} = 7,23 \cdot \delta^{18}\text{O} - 27$ ($R^2 = 0,987$) для всех типов осадков. Такие малые значения наклонов характерны для высокоширотных районов; уменьшение наклона линейной регрессии δD ($\delta^{18}\text{O}$) при движении от прибрежной части Антарктиды к внутренним областям находит отражение в соответствующем увеличении значения $\text{d}x/\text{d}x$ [4]. Самый большой наклон зависимости δD ($\delta^{18}\text{O}$) наблюдается для изморози, он равен $7,36 \pm 0,15$ (1 σ). Для ледяных игл наклон этой зависимости равен $7,02 \pm 0,13$, для снега он равен $7,3 \pm 0,23$. Очевидно, что наблюдаемые различия статистически не значимы. Действительно, можно было бы ожидать, что наименьшее значение наклона будет наблюдаться для изморози, которая формируется при наиболее низкой температуре воздуха. В работе [4] локальная линия метеорных вод описывается уравнением $\delta\text{D} = 6,5 \cdot \delta^{18}\text{O} - 68,8$ (R^2

= 0,98), т. е. наклон ее существенно меньше того, что мы наблюдаем в данном исследовании. Это неожиданный результат, учитывая, что средняя годовая температура воздуха на Конкордии на 1–2 °C выше, чем на Востоке.

Сезонные особенности изотопно-температурной зависимости

Поскольку в нашей базе содержатся данные для двух полных годовых циклов (2000 и 2017) и данные за летние сезоны с 1998 по 2020 г., мы имеем возможность изучить сезонную изменчивость зависимости изотопного состава от температуры воздуха. Следует отметить, что мы используем температуру воздуха на высоте 2 м.

Самый большой объем данных имеется для ледяных игл. На рис. 5 показана изотопно-температурная зависимость для разных сезонов, для построения графика использовались 52 образца, содержащие только ледяные иглы, без примесей других типов осадков.

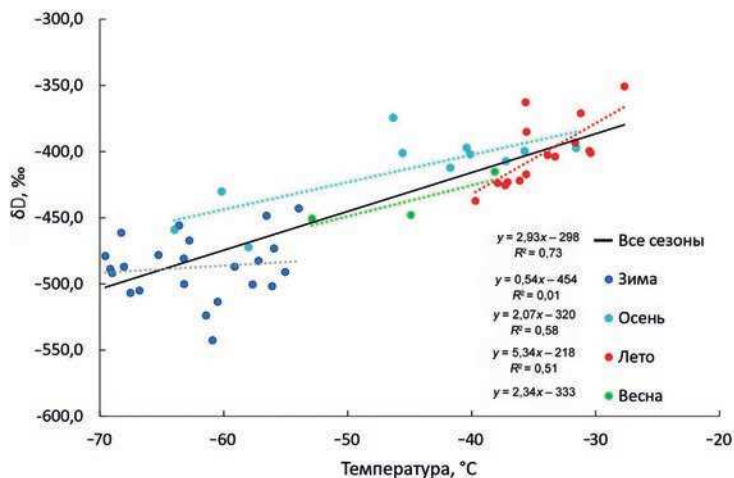


Рис. 5. Сезонная изменчивость зависимости изотопного состава ледяных игл от приземной температуры воздуха

Fig. 5. The dependence of the isotopic composition of diamond dust on the air temperature for 4 different seasons

На рис. 5 разными цветами обозначены ледяные иглы, отобранные в разные сезоны. По 23 образцам ледяных игл, отобранных зимой, не было обнаружено зависимости между изотопным составом и температурой, коэффициент детерминации $R^2 = 0,01$. Это неожиданный результат, поскольку именно зимой междусуточная изменчивость температуры очень велика (рис. 3) и мы могли бы ожидать отражения этих температурных колебаний в изотопном составе ледяных игл. Единственным на данный момент объяснением отсутствия такой связи является тот факт, что в данной работе мы используем приземную (на высоте 2 м) температуру воздуха, тогда как изотопный состав физически связан с эффективной температурой конденсации, которая для ледяных игл приблизительно равна средней взвешенной температуре воздуха в слое инверсии, но ближе к температуре его наиболее теплого верхнего слоя. К сожалению, на станции Восток не проводятся аэрологические наблюдения, поэтому мы не имеем возможности сопоставить изотопный состав ледяных игл с температурой в слое инверсии. Однако известно, что именно в зимний сезон различие между температурой на верхней и нижней границе инверсии максимально и может достигать 30–40 °C [6], тогда как летом оно практически равно нулю.

Для весеннего периода мы наблюдаем коэффициент детерминации 0,77, который не является значимым, так как весенняя выборка состоит лишь из трех образцов. Летняя выборка содержит 15 проб, наклон изотопно-температурной кривой равен $5,34 \pm 3,11$, это самый большой наклон среди всех сезонов, корреляция изотопного состава и температуры для этой выборки значима. Изотопно-температурная кривая за осенний период имеет наклон $2,1 \pm 1,3$ по 11 образцам, корреляция значима. Черная линия на графике — линейная регрессия, построенная для всех сезонов вместе, наклон этой линии равен $2,93 \pm 0,51$, коэффициент детерминации значим и равен 0,73. Наклоны линий регрессий зависимости изотопного состава ледяных игл от приземной температуры по сезонам различаются незначимо. Разница в наклонах может быть вызвана сезонным ходом интенсивности инверсии, достигающей своего максимума в зимний период, также разница в наклонах может быть обусловлена изменением траекторий движения воздушных масс.

Межсезонные изменения в изотопно-температурной зависимости отмечены и в других исследованиях, но без разделения образцов по типам осадков. В работе [7] представлены следующие наклоны изотопно-температурной зависимости $\delta^{18}\text{O}(\text{T})$ для прибрежной станции Ноймайер: $0,58 \pm 0,03$ ($R^2 = 0,86$) для весны, $0,68 \pm 0,06$ ($R^2 = 0,71$) для лета, $0,63 \pm 0,04$ ($R^2 = 0,83$) для осени, $0,48 \pm 0,03$ ($R^2 = 0,75$) для зимы. Эти результаты подтверждают, что самые высокие значения наклона наблюдаются летом. Авторы работы [7] объясняют высокие летние наклоны смещением источника водяного пара к ближайшим прибрежным районам.

Для снега и изморози у нас недостаточно данных для изучения внутригодовой изменчивости. В нашей базе данных есть 14 образцов снега без примесей других типов осадков и поземка. Наклон изотопно-температурной зависимости для снежных образцов равен $2,32 \pm 1,34$, коэффициент детерминации равен 0,54 (рис. 6), а для изморози $2,52 \pm 0,35$ ($R^2 = 0,54$).

В целом все три значения наклонов линий регрессии изотопно-температурной зависимости несут существенно отличаются друг от друга. Для ледяных игл наклон равен $2,93 \pm 0,51$, для изморози $2,52 \pm 0,35$, для снега $2,32 \pm 1,34$. Практическое со-

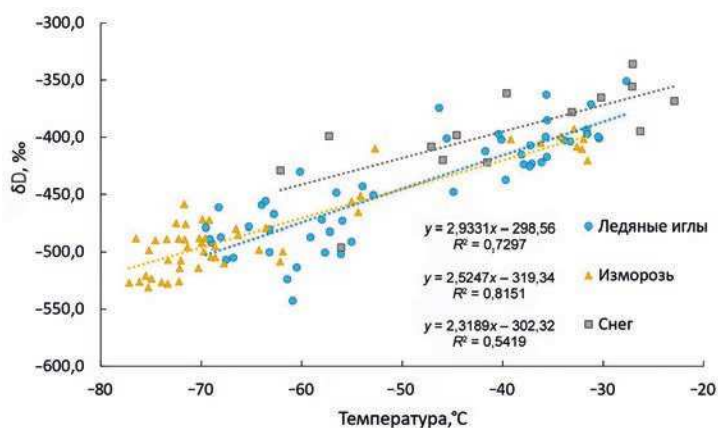


Рис. 6. Изотопно-температурная зависимость для ледяных игл, изморози и снега по всем сезонам года

Fig. 6. The isotope-temperature relationship for diamond dust, hoar and snow based on data from all the seasons

впадение значений наклонов в уравнениях линейной регрессии для ледяных игл и изморози может навести на мысль, что температуры конденсации для этих двух типов осадков близки. Но это не единственный фактор, что влияет на изотопный состав, — значительное влияние будет оказывать также начальный изотопный состав влаги, участвующей в образовании разных типов осадков.

Также на рис. 6 интересно отметить, что изотопный состав снежных осадков выше при той же температуре, чем изотопный состав двух других типов осадков. Это может свидетельствовать о том, что для снега эффективная температура конденсации (которая приблизительно равна температуре на нижней границе облачности) выше, чем для ледяных игл и изморози [6].

Сравнение зависимости изотопного состава атмосферных осадков от температуры на станции Восток с другими станциями в Антарктиде

В предыдущих разделах мы описали зависимость δD (Т) для разных типов осадков и для разных временных промежутков. Для сравнения с другими исследованиями мы построили зависимость $\delta^{18}O$ (Т) для разных типов осадков и для всех осадков вместе. Зависимость $\delta^{18}O$ (Т) на Востоке для всех типов осадков по имеющимся у нас данным имеет наклон $0,41 \text{ ‰ } ^\circ C^{-1}$ ($R^2 = 0,8$, $n = 198$). Этот наклон близок к тому, что был получен на станции Конкордия (Купол С) в работе [8] за 2008–2011 гг.: $0,46 \text{ ‰ } ^\circ C^{-1}$ ($R^2 = 0,65$, $n = 1111$), и к тому, что получен на станции Конкордия в работе [4] за 2008–2010 гг.: $0,49 \pm 0,02 \text{ ‰ } ^\circ C^{-1}$ ($R^2 = 0,63$, $n = 500$). В работе [9] для станции Восток получен наклон $0,35 \text{ ‰ } ^\circ C^{-1}$ по образцам, которые отбирались в 1999–2000 гг. На станции Фуджи в работе [10] наклон изотопно-температурной зависимости равен $0,78 \text{ ‰ } ^\circ C^{-1}$ ($R^2 = 0,78$), он заметно больше, чем тот, что получен в текущей работе. Близ станции Ноймайер (прибрежная станция) наклон изотопно-температурной зависимости равен $0,58 \text{ ‰ } ^\circ C^{-1}$ ($R^2 = 0,89$) [11]. Разброс между значениями наклона изотопно-температурной зависимости на разных станциях связан с тем, что воздушные массы формируются в разных местах и имеют различные пути дистилляции, также влияние оказывают локальные климатические условия, например колебания между приземной температурой и температурой в слое инверсии. Значения наклонов изотопно-температурной зависимости для станций Восток и Конкордия схожи, как и климатические условия на этих станциях. Разница в значениях наклона со станцией Ноймайер объясняется ее прибрежным положением, так как в образовании осадков на прибрежных станциях большое участие принимает местная влага, также там больше доля осадков из облаков.

Также зависимость $\delta^{18}O$ (Т) была построена отдельно для каждого вида осадков, отобранных на станции Восток. В исследовании, проведенном на станции Конкордия [4] в течение 2008–2010 гг., тоже была исследована изотопно-температурная зависимость для ледяных игл, изморози и снега отдельно. Согласно нашим расчетам, наклон изотопно-температурной зависимости для ледяных игл равен $0,42 \text{ ‰ } ^\circ C^{-1}$ ($R^2 = 0,73$, $n = 52$), на станции Конкордия наклон для ледяных игл равен $0,47 \pm 0,03$ ($R^2 = 0,71$, $n = 105$). Наклон изотопно-температурной зависимости для ледяных игл в обеих работах довольно схож и его значение является самым большим в сравнении с другими типами осадков. Наклон изотопно-температурной зависимости для изморози на станции Восток равен $0,33 \text{ ‰ } ^\circ C^{-1}$ ($R^2 = 0,78$, $n = 50$), на станции Конкордия он равен $0,48 \pm 0,04 \text{ ‰ } ^\circ C^{-1}$ ($R^2 = 0,44$, $n = 159$). Интересно отметить, что, в то время как самый высокий коэффициент детерминации в нашей работе принадлежит выборке,

состоящей из образцов изморози, в работе [4] эта выборка имеет самый низкий коэффициент детерминации. Наклон изотопно-температурной зависимости для снега на станции Восток равен $0,3 \text{ ‰ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ($R^2 = 0,45$, $n = 14$), на станции Конкордия он равен $0,45 \pm 0,04 \text{ ‰ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ($R^2 = 0,60$, $n = 98$). Самое малое значение наклона из всех типов осадков в обоих исследованиях получено для образцов снега. Для нашего исследования образцы собирались неравномерно по сезонам, и у нас недостаточно данных для снега (всего 14 образцов), что влияет на наклон изотопно-температурной зависимости для этого типа осадков и ее достоверность, что может быть причиной разницы между значением наклона изотопно-температурной зависимости для снега на станции Восток и для снега на станции Конкордия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе был исследован изотопный состав атмосферных осадков на станции Восток за 1998–2020 гг. Для каждого типа осадков рассчитаны средние значения изотопного состава: $\delta D = -444,2 \pm 6,5 \text{ ‰}$ для ледяных игл, $\delta D = -480,0 \pm 5,7 \text{ ‰}$ для изморози и $\delta D = -395,2 \pm 10,7 \text{ ‰}$ для снега. Зависимость δD ($\delta^{18}\text{O}$) описывается уравнением $y = 7,23 \cdot x - 27$. Изотопный состав осадков значимо коррелирует с приземной температурой воздуха. Для каждого типа осадков была изучена зависимость изотопного состава от приземной температуры, наклоны линий регрессий этих зависимостей различаются незначимо: $2,93 \pm 0,51$ для ледяных игл, $2,32 \pm 1,34$ для снега и $2,52 \pm 0,35$ для изморози. Сезонная изменчивость изотопно-температурной зависимости исследована на примере ледяных игл. Зимой, по нашим данным, взаимосвязь между изотопным составом осадков и температурой воздуха не наблюдается. Требуется дополнительные данные, чтобы подтвердить отсутствие корреляции между изотопным составом осадков и температурой поверхности. Летний сезон имеет самый большой наклон изотопно-температурной зависимости, он равен $5,34 \pm 3,11$. Наклон для осеннего периода равен $2,1 \pm 1,3$, для весеннего периода у нас недостаточно данных для анализа. Также было обнаружено, что изотопный состав образцов, отобранных во время метели, отличается от изотопного состава образцов, содержащих чистые осадки. Эти образцы было решено исключить из дальнейшего анализа.

В дальнейшем планируется использовать моделирование для реконструкции начальных климатических условий и реанализ для более детального изучения истории формирования изотопного состава некоторых образцов. Также особое внимание будет уделено параметрам δx_s и ^{17}O -excess для изучения условий в источнике влаги. Понимание того, как формируется изотопный состав разных типов осадков, поможет сделать интерпретацию данных ледяных кернов более корректной.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Финансирование. Данная работа была поддержана Российским научным фондом, грант № 21-17-00246.

Благодарности. Авторы статьи благодарны руководству РАЭ за логистическое обеспечение гляциологических исследований в районе станции Восток, а также всем участникам 44-й, 45-й, 52-й, 62–65-й РАЭ за участие в полевых работах, особую благодарность выражаем Виктору Перскому и Виталию Заровчатскому за сбор осадков в 2000 и 2017 гг.

Мы также благодарим сотрудников LSCE, Института Нильса Бора за выполнение масс-спектрометрических измерений изотопного состава образцов. И благодарим

весь коллектив лаборатории ЛИКОС ААНИИ за поддержку и чудесную рабочую атмосферу.

Competing interests. The authors have no competing interests.

Funding. This work is financed by Russian Science Foundation grant 21-17-00246.

Acknowledgments. The authors are grateful to the administration of Russian Antarctic Expedition (RAE) for logistical support of the glaciological program at Vostok, as well as to all the participants of the 44th, 45th, 52nd, 62nd–65th RAE field seasons for assistance in field works, in particular to Viktor Perskyi and to Vitalyi Zarovchatskyi for collecting the snow samples in 2000 and 2017, respectively.

We also thank the staff of LSCE (France), Niels Bohr Institute (Denmark) for the mass-spectrometric measurements of the isotopic content in the snow samples. Many thanks the staff of CERL AARI for support and good working vibe.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. 1964. V. 16 (4). P. 436–468.
2. Uemura R., Barkan E., Abe O., Luz B. Triple isotope composition of oxygen in atmospheric water vapor // *Geophysical Research Letters*. 2010. V. 37 (4). L04402. doi:10.1029/2009GL041960.
3. Ricaud P., Bazile E., Guasta M.D., Lanconelli C., Grigioni P., Mahjoub A. Genesis of diamond dust, ice fog and thick cloud episodes observed and modelled above Dome C, Antarctica // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2017. V. 17 (8). P. 5221–5237. doi:10.5194/acp-17-5221-2017.
4. Stenni B., Scarchilli C., Masson-Delmotte V., Schlosser E., Ciardini V., Dreossi G., Grigioni P., Bonazza M., Cagnati A., Karlicek D., Risi C., Udisti R., Valt M. Three-year monitoring of stable isotopes of precipitation at Concordia Station, East Antarctica // *The Cryosphere*. 2016. V. 10 (5). P. 2415–2428. doi:10.5194/tc-10-2415-2016.
5. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // *Science*. 1961. V. 133. P. 1702–1703.
6. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y., Kuzmina I.N., Petit J.R., Masson-Delmotte V., Johnsen S.J. The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok station, East Antarctica, over the past 200 years // *Annals of Glaciology*. 2004. V. 39. P. 569–575.
7. Bagheri Dastgerdi S., Behrens M., Bonne J.L., Hörhold M., Lohmann G., Schlosser E., Werner M. Continuous monitoring of surface water vapour isotopic compositions at Neumayer Station III, East Antarctica // *The Cryosphere*. 2021. V. 15. P. 4745–4767. <https://doi.org/10.5194/tc-15-4745-2021>.
8. Casado M., Landais A., Picard G., Münch T., Laepple T., Stenni B., Giuliano Dreossi G., Ekaykin A., Arnaud L., Genthon C., Touzeau A., Masson-Delmotte V., Jouzel J. Archival processes of the water stable isotope signal in East Antarctic ice cores // *The Cryosphere*. 2018. V. 12. P. 1745–1766. <https://doi.org/10.5194/tc-12-1745-2018>.
9. Landais A., Barkan E., Vimeux F., Masson-Delmotte V., Luz B. Combined analysis of water stable isotopes (H_2^{16}O , H_2^{17}O , H_2^{18}O , HD^{16}O) in ice cores // *Physics of Ice Core Records II* / Hondoh T., ed. Hokkaido: Hokkaido Univ., 2009. P. 315–327. doi:10.3189/2012JoG11J237.
10. Fujita K., Abe O. Stable isotopes in daily precipitation at Dome Fuji, East Antarctica // *Geophysical research letters*. 2006. V. 33 (18). L18503. doi:10.1029/2006GL026936.
11. Schlosser E., Reijmer C., Oerter H., Graf W. The influence of precipitation origin on the $\delta^{18}\text{O}$ – T relationship at Neumayer Station, Ekströmen, Antarctica // *Annals of Glaciology*. 2004. V. 39. P. 41–48. <https://doi.org/10.3189/172756404781814276>, 2004.

REFERENCES

1. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 1964, 16 (4): 436–468.

2. Uemura R., Barkan E., Abe O., Luz B. Triple isotope composition of oxygen in atmospheric water vapor. *Geophysical Research Letters*. 2010, 37 (4): L04402. doi:10.1029/2009GL041960.
3. Ricaud P., Bazile E., Guasta M.D., Lanconelli C., Grigioni P., Mahjoub A. Genesis of diamond dust, ice fog and thick cloud episodes observed and modelled above Dome C, Antarctica. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2017, 17 (8): 5221–5237. doi:10.5194/acp-17-5221-2017.
4. Stenni B., Scarchilli C., Masson-Delmotte V., Schlosser E., Ciardini V., Dreossi G., Grigioni P., Bonazza M., Cagnati A., Karlicek D., Risi C., Udisti R., Valt M. Three-year monitoring of stable isotopes of precipitation at Concordia Station, East Antarctica. *The Cryosphere*. 2016, 10 (5): 2415–2428. doi:10.5194/tc-10-2415-2016.
5. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*. 1961, 133: 1702–1703.
6. Ekaykin A. A., Lipenkov V. Y., Kuzmina I. N., Petit J. R., Masson-Delmotte V., Johnsen S.J. The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok station, East Antarctica, over the past 200 years. *Annals of Glaciology*. 2004, 39: 569–575.
7. Bagheri Dastgerdi S., Behrens M., Bonne J.L., Hörhold M., Lohmann G., Schlosser E., Werner M. Continuous monitoring of surface water vapour isotopic compositions at Neumayer Station III, East Antarctica. *The Cryosphere*. 2021, 15 (10): 4745–4767. <https://doi.org/10.5194/tc-15-4745-2021>.
8. Casado M., Landais A., Picard G., Münch T., Laepple T., Stenni B., Giuliano Dreossi G., Ekaykin A., Arnaud L., Genthon C., Touzeau A., Masson-Delmotte V., Jouzel J. Archival processes of the water stable isotope signal in East Antarctic ice cores. *The Cryosphere*. 2018, 12 (5): 1745–1766. <https://doi.org/10.5194/tc-12-1745-2018>.
9. Landais A., Barkan E., Vimeux F., Masson-Delmotte V., Luz B. Combined analysis of water stable isotopes (H_2^{16}O , H_2^{17}O , H_2^{18}O , HD^{16}O) in ice cores. *Physics of Ice Core Records II*. Hondoh T., ed. Hokkaido: Hokkaido Univ., 2009: 315–327. doi:10.3189/2012JoG11J237.
10. Fujita K., Abe O. Stable isotopes in daily precipitation at Dome Fuji, East Antarctica. *Geophysical research letters*. 2006, 33 (18): L18503. doi:10.1029/2006GL026936.
11. Schlosser E., Reijmer C., Oerter H., Graf W. The influence of precipitation origin on the $\delta^{18}\text{O}$ –T relationship at Neumayer Station, Ekströmisen, Antarctica. *Annals of Glaciology*. 2004, 39: 41–48. <https://doi.org/10.3189/172756404781814276>, 2004.

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА
GEOLOGY AND GEOPHYSICS

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-382-393>
УДК 551.35:550.834(269.46-16)



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

CURRENT-CONTROLLED SEDIMENTATION
IN THE NORTH-WESTERN WEDDELL SEA

GERMAN L. LEITCHENKOV^{1,2*}, VALENTINA V. MININA¹, YULIA B. GUSEVA³

¹ — *Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean, St. Petersburg, Russia*

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

³ — *Polar Marine Geosurvey Expedition, St. Petersburg, Russia*

**german_l@mail.ru*

Summary

The sedimentary basins of the north-western Weddell Sea are characterized by a variety of contourite drifts. This study is aimed at their identification, spatial mapping and temporal evolution and based on the integration of a large amount of seismic data collected by different countries including the recent data of the Russian Antarctic Expedition. Most of the drifts in the region being studied are classified as separated, confined, plastered or sheeted. The chain of sediment wave fields is mapped in the western and northern Powell Basin. The earliest contourite drifts started to form in the Early Miocene or, possibly, in the Late Oligocene. The changes in the depositional pattern in the Middle Miocene and then in the Late Pliocene are thought to have resulted from successive intensification of the bottom currents.

Keywords: Antarctic, bottom currents, contourite drift, Jane Basin, Powell Basin, seismic research, seismic stratigraphy, Weddell Sea.

For Citation: *Leitchenkov G.L., Minina V.V., Guseva Yu.B.* Current-controlled sedimentation in the north-western Weddell Sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (4): 382–393. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-382-393>.

Received 14.10.2021

Revised 16.11.2021

Accepted 22.11.2021

INTRODUCTION

Bottom currents impact sedimentation processes in that they can form contourite drifts that reach hundreds of km in length, tens of km in width and 2 km in thickness [1]. Contourite drifts are seismic facies generally formed in the deep-sea basins, along continental margins due to the force of the bottom currents [2]. Buried contourite drifts, lying at different stratigraphic levels, allow interpreting the direction and energy (relevant speed) of the bottom currents in the geological past.

Contourite drifts can be classified as separated, confined, plastered or sheeted depending on their morphology and depositional environments [3]. Separated drifts develop at the foot of steep slopes and are separated from the slope by channel-like features (often called moats

in scientific literature), representing the flow-path of the bottom current. Confined drifts are deposited in confined conditions in between bottom uplifts and can have a slightly convex shape. Plastered drifts are found on gentle slopes swept by bottom currents. Sheeted drifts cover wide areas and have a slightly mounded relief, thinning out towards the margins. They are characterized by low-amplitude discontinuous reflectors [4]. Contourite drifts do not have distinct boundaries and often undergo a smooth transition from one type to another [2]. Drifts can rework turbidites, thus forming a mixed type of deposits.

Drift morphology is controlled by the basin relief, speed and duration of the bottom current, and the amount of the transported sediments [2]. Changes in the oceanographic conditions are reflected in the seismic record within the contourite drift body [5]. Large-scale drifts usually migrate in the direction of the bottom current flow. In certain cases, bottom currents form bedforms known as sediment waves. However, the presence of sediment waves in general is not diagnostic of contourite drifts as they can also be formed by turbidity flows [3]. If a current intensifies (often along steep slopes), it can lead to the absence of sedimentation along the current core or even to the surface erosion [2]. The main aim of this paper is to study along-slope sedimentation processes in the north-western Weddell Sea (Fig. 1), to map the areal distribution of the contourite drifts and to reconstruct the water-mass circulation pattern in this region in the Late Cenozoic through the analysis of contourite drift parameters and distribution.

The north-western Weddell Sea includes four sedimentary basins: the younger part of the Late Mesozoic to Cenozoic Weddell Sea Basin, the northernmost extremity of the Larsen Basin located on the Antarctic Peninsula margin, the Powell Basin and the Jane Basin. The

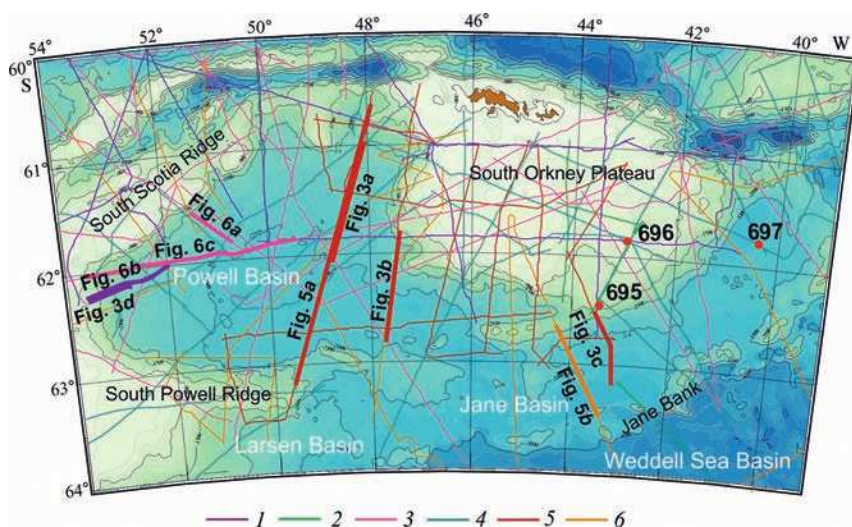


Fig. 1. Multichannel seismic profiles collected by different countries in the north-western Weddell Sea. Thickened lines show position of seismic sections presented in Figs. 3, 5 and 6.

1 — Japan, 2 — United Kingdom, 3 — Italy, 4 — USSR, 5 — Russia, 6 — Spain. The red dots with numbers are drill-holes of the Ocean Drilling Project (ODP)

Рис. 1. Сейсмические профили МОВ ОГТ, выполненные разными странами в северо-западной части моря Уэдделла. Утолщенными линиями показано положение сейсмических разрезов, которые демонстрируются на рис. 3, 5 и 6.

1 — Япония, 2 — Великобритания, 3 — Италия, 4 — СССР, 5 — Россия, 6 — Испания. Красной точкой показаны скважины, пробуренные по проекту глубоководного бурения

latter two formed in the back-arc geodynamic settings as a result of the convergence of the lithospheric plates in the Late Eocene — Miocene [6]. The sea-floor spreading in the Powell Basin lasted from ca. 30 to 22 Ma [7], and in the Jane Basin — between 20 and 14.5 Ma [6]. On the north and the west, the basins are bordered by the submerged continental blocks of the South Orkney Plateau and the South Scotia Ridge. The Jane Basin is separated from the Weddell Sea Basin by the Jane Bank representing a paleovolcanic arc (Fig. 1).

The research area is covered by quite a large number of seismic profiles, collected by different countries over the last few decades, and 3 boreholes were drilled there within the Ocean Drilling Program (ODP) Leg 113 [8] (Fig. 1).

OCEANOGRAPHIC FEATURES

The depths in the Powell and Jane Basins range between 2 500 and 3 500 m (Fig. 1). The eastern part of the Powell Basin and the Jane Basin are characterized by numerous basement rises and ridges. The chain of elongated ridges at the southern border of the Jane Basin is a magmatic arc, known as the Jane Bank (Fig. 1). The north-western Weddell Sea is involved in the cyclonic (clock-wise) water circulation of the Weddell Sea known as the Weddell Gyre, which is controlled by the prevailing winds and basin relief [9] (Fig. 2). A proto-Weddell Gyre might have already existed from the Early Oligocene and could have formed as a result of the Drake Passage opening [9]. The water mass in the north-western part of the Weddell Gyre is composed of 3 layers. The upper layer is represented by the surface water; a layer of deep waters lies below it, and water masses deeper than 2 000 m represent the Weddell Sea Bottom Waters (WSBW) [10, 11].

The WSBW are generated in the southern Weddell Sea, where the meltwater from the Ronne and Filchner ice shelves cools down the ocean water, which sinks to approximately 2 000 m depths and mixes with the lower fraction of the Antarctic Circumpolar Current (ACC) [11]. The Powell basin is swept by one of the fractions of the WSBW: the water moves clock-wise and leaves the basin through the gaps at the northern margin. The Jane

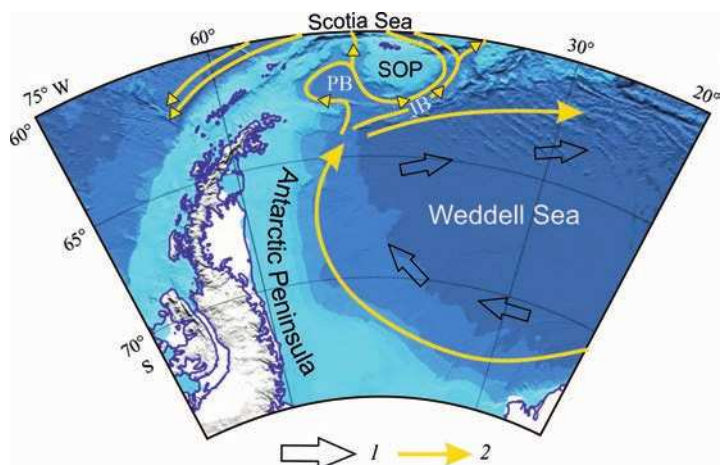


Fig. 2 Water circulation in the north-western Weddell Sea (Modified from [10]).

1 — Weddell Sea Gyre, 2 — Weddell Sea Bottom Waters. PB — Powell Basin; JB — Jane Basin, SOP — South Orkney Plateau

Рис. 2. Схема водной циркуляции в северо-западной части моря Уэдделла (по [10] с изменениями).

1 — Круговорот Уэдделла, 2 — донные воды моря Уэдделла. РВ — бассейн Пауэлл, JB — бассейн Джейн, SOP — Южно-Оркнейское плато

basin is swept by another fraction of the WSBW, which moves along the foot of the South Orkney Plateau and passes into the Scotia Sea. The main WSBW branch flows along the Jane Bank into the Weddell Basin [10] (Fig. 2). Deep-water circulation is crucial in the contourite drift formation [3]. Bottom currents are driven by thermohaline, wind or tidal forces and may occur on the shelf, slope and in the basin environments [12]. When bottom currents flow along isobaths, they can also be referred to as contour currents.

SEISMIC STRATIGRAPHY AND DRIFT DEVELOPMENT (PRIOR RESEARCH)

Different seismostratigraphic models have been suggested for the north-western Weddell Sea. King et al. [13] have described 2 units in the post rift sedimentary cover. They suggest that the upper unit has developed since the Late Miocene in conditions of the growing Antarctic glaciation and under the influence of the bottom currents. A more detailed description was made by Coren et al. [14], who distinguished 4 seismic units. The two upper units in their seismostratigraphic model formed in the Early Miocene — Early Pliocene and Early Pliocene — Quaternary, accordingly. The authors did not suggest the genesis of the units.

Viseras and Maldonado [15] identified 5 seismic units and 10 seismic facies within the Powell Basin, representing different stages of the basin evolution and environment changes. According to their interpretation, the 3 upper units formed under the influence of the Antarctic Peninsula glaciation and terrigenous sediment input since the Early Miocene (ca. 21 Ma). The boundaries between the units represent episodic global cooling in the Late Miocene and Late Pliocene. Gravity flows are well-developed within the 3 upper units [15]. The authors link the contourite drifts formation to the development of the Antarctic Bottom Waters (AABW) from the Early Miocene [15].

Maldonado et al. [10] identified 4 regional seismic reflectors (horizons) — “a”, “b”, “c”, “d” in the north western Weddell Sea. They used depositional rates of the surface sediment cores and the ODP boreholes for chronostratigraphic interpretation and estimated the ages for these horizons (up-section from “d” to “a”) as 18, 12.2–12.0, 7.2–6.5 and 3.7–3.3 Ma. The authors also presumed that the bottom currents were initiated in the Early Miocene and intensified in the Late Miocene. They note that, in contrast to the Powell Basin, gravity flows are poorly developed in the Jane Basin.

The contourite drifts in the north-western Weddell Sea have been previously described in several studies [10, 11, 16]. Pudsey [11] suggests that the contourite drifts in the Powell Basin are located at its margins, while the central part is covered by turbidites. Maldonado et al. [10] identified a variety of drifts in the Jane Basin including basement/tectonic controlled drifts (as a specific new type), which result from the irregularities of the basement surface. According to Pudsey [11], the contourites in the north-western Weddell Sea are mostly fine-grained, except for the NW margin of the Larsen basin, where they are comprised of sandy sediments. In the north-western part of the Powell Basin, fields of sediment waves were revealed [11, 13, 16].

METHODS

The study is based on the multichannel data collected in 2018 by the Russian Antarctic Expedition (RAE) using the RV “Akademic A. Karpinsky”, as well as data from Italian, Spanish, British and Japanese expeditions, available from the Antarctic Seismic Data Library (SDLS, <https://sdls.ogs.trieste.it>). Additionally, paper copies of seismic sections acquired in 1990 by the Marine Arctic Geological Expedition [17] were used for joint interpretation.

The recently collected Russian multichannel seismic data were acquired using DigiSTREAMER 2D seismic equipment. The length of the streamer was 7 000 m with 560 seismic channels located 12.5 m apart. Seismic data processing included the following stages: velocity analysis (every 5 km), stacking, amplitude recovery, band pass filtration

(6–8–80–120 Hz) and automatic gain control. Parameters of data acquisition and data processing for other surveys can be found on the SDLS website (<https://www.scar.org/sdls/>). The seismic profiles were interpreted in the Kingdom software.

RESULTS

The sedimentary cover is spread unevenly within the basins and reaches 2.5–3 km in thickness. Previously suggested seismostratigraphic models have been revised based on the new seismic data collected in the Russian Antarctic Expedition and analysis of all the other available seismic profiles. As a result, 7 seismic horizons have been identified in the north-western Weddell Sea: P1, P2, PJ3, PJ4, PJ5, PJ6, PJ7 (the P index is used for the Powell Basin, J — for the Jane Basin and PJ — for both basins if the horizons are traced continuously). The horizon ages were presumed on the basis of the drilling data, the main tectonic and paleogeographic processes in the region evolution [7, 8] and following the interpretation by Maldonado et al. [10]. The horizons P1 and J1 are break-up unconformities and correspond to the start of sea-floor spreading at approximately 30 Ma in the Powell Basin and 20 Ma in the Jane Basin, respectively. The formation of P2 is linked to the end of

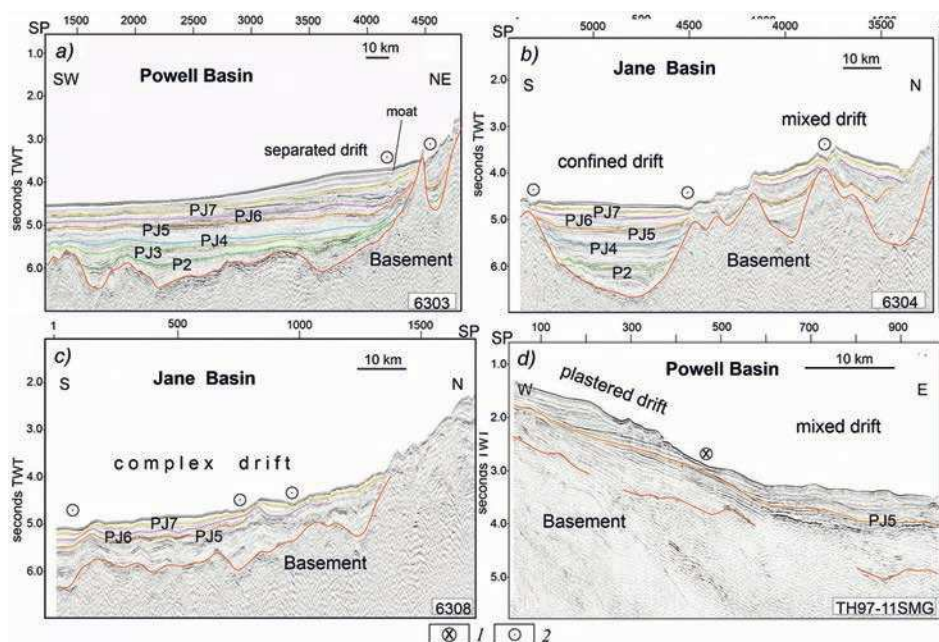


Fig. 3. Seismic stratigraphy and types of contourite drifts in the Powell and Jane basins: separated drift (a), confined and basement-controlled drift (b), sheeted drift (c), plastered and mixed drifts (d). See Fig. 1 for location.

1 — bottom currents flowing from the observer, 2 — bottom currents flowing towards the observer. Ages of seismic horizons: P2 — 20 Ma, PJ3 — 18Ma, PJ4 — ca. 14.5 Ma, PJ5 — 14.0–12.0 Ma, PJ6 — 7.2–6.5 Ma, PJ7 — 3.7–3.3 Ma. The original names of the seismic profiles are shown at the lower right corners of the seismic sections

Рис. 3. Сейсмическая стратиграфия и типы контуритовых дрифтов в бассейнах Пауэлл и Джейн. Положение профилей показано на рис. 1

1 — донные течения, направленные от наблюдателя, 2 — донные течения, направленные к наблюдателю. Возрасты сейсмических горизонтов: P2 — 20 млн лет, PJ3 — 18 млн лет, PJ4 — 14,5 млн лет, PJ5 — 14,0–12,0 млн лет, PJ6 — 7,2–6,5 млн лет, PJ7 — 3,7–3,3 млн лет. В правом нижнем углу каждого разреза указано название профиля

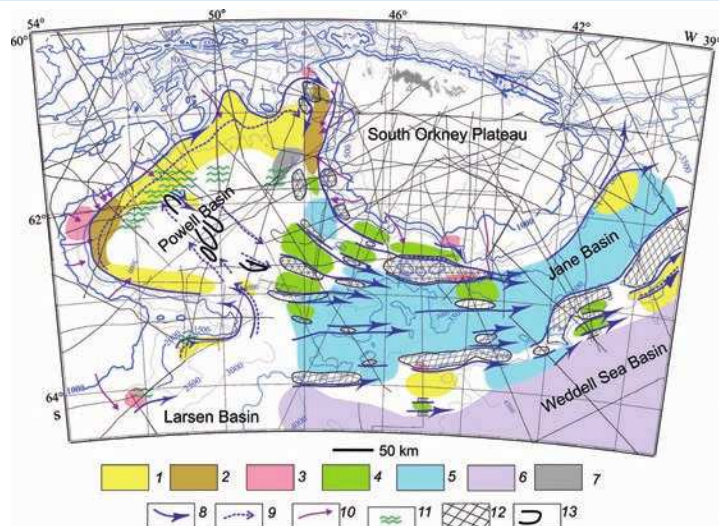


Fig. 4. Distribution of moats and recent contourite drifts in the north-western Weddell Sea.

1 — separated drifts, 2 — mixed drifts, 3 — plastered drifts, 4 — confined drifts, 5 — system of current-controlled deposits with prevalence of sheeted drifts, 6 — sheeted drifts, 7 — debris flow deposits overlain by the horizon PJ6, 8 — moats and direction of focused bottom currents, 9 — paleomoats (see Fig. 6 for their stratigraphic position) and direction of bottom paleocurrents, 10 — modern submarine channels, 11 — fields of sediment waves (developed mostly above the horizon PJ6), 12 — deep-sea ridges and rises, 13 — buried ridges/rises. Notes: the sketch shows recently formed and modern contourite drifts which are expressed in the sea bottom, but most of them inherit older drifts

Рис. 4. Схема распространения каналов и молодых контуритовых дрифтов в северо-западной части моря Уэдделла.

1 — отделенные дрифты, 2 — смешанные дрифты, 3 — пластерные дрифты, 4 — ограниченные дрифты, 5 — осадки, накапливавшиеся под действием донных течений разной интенсивности, с преобладанием покровных дрифтов, 6 — покровные дрифты, 7 — отложения обломочных потоков (под границей PJ6), 8 — каналы и направления сфокусированных придонных течений, 9 — палеоканалы и направления палеотечений, 10 — современные подводные каналы, 11 — поля осадочных волн, 12 — глубоководные поднятия, 13 — погребенные хребты/поднятия. Показанные контуритовые дрифты проявлены в морском дне и имеют относительно молодой возраст, но практически везде наследуют более древние контуриты

spreading in the Powell Basin and the start of spreading in the Jane Basin at approximately 20 Ma. PJ3 corresponds to the reflector “d” of [10]. It represents an erosional surface and can reflect the intensification of the bottom currents in the area at approximately 18 Ma.

The horizon PJ4 has not been identified before. It is a continuous boundary marking a visible change in the seismic pattern. PJ4 onlaps the extinct ridge in the Jane Basin and so can correspond to the end of sea-floor spreading at approximately 14.5 Ma [6]. The horizon PJ5 marks the changes in the acoustic pattern, which are thought to have been caused by transition from temperate/cold to polar conditions in Antarctica and the glaciation of West Antarctica 14–12 Ma [8], i. e., we believe that the age span for this horizon is wider than that proposed by [10]. The horizons PJ6 and PJ7 in our model are similar to those identified by [10], and they are labeled “b” and “a”, respectively, so we suggest the ages 7.2–6.5 and 3.7–3.3 Ma for them.

Contourite drifts of different types are widely distributed in the north-western Weddell Sea and well-recognized from seismic data (Fig. 3). In the Larsen Basin (only its northernmost part has been studied), small plastered and separated drifts are identified on the continental slope (between isobaths 1 000–2 300 m) and at the foot of the slope (between isobaths 2 300–2 800 m), respectively (Fig. 4).

The Powell Basin is dominated by large 30–50 km-wide separated drifts occupying its western and northern margin (Fig. 4, 5a). The paleo- and modern moats are continuously traced along the foot of the continental slope showing the migration of their axes up-section toward the slope. The moat/drift system started to form below the horizon PJ4, whose age is suggested to be approximately 14.5 Ma (Fig. 6a). The earlier clear indications of current-controlled structures (moat and separated drift) are observed along the buried NW-SE-striking basement ridges in the central part of the Powell Basin (Fig. 4). They are observed above the horizon PJ3, within the Early Miocene sedimentary unit, but their development can be assumed to have taken place above the basement at an age of approximately 25–24 Ma, determined on the basis of magnetic anomaly identification [7] (Fig. 6c). The southern part of the Powell Basin shows lesser sedimentary thickness for all units and especially for the post-Middle Miocene succession above the horizon PJ5 (Fig. 6a).

We have also mapped sedimentary bodies with a complex internal acoustic pattern. They replace separated drifts in some local places where submarine channels occur and are thought to have formed through the interaction between the bottom currents and turbidity flows (Fig. 3d, 4). Two small plastered drifts (up to 50 km long, 10–20 km wide and 300–700 m thick) are locally developed in the north-eastern and south-western (Fig. 6b) corners of the Powell Basin, where the bottom currents change directions drastically providing input (plastering) of sediments on continental slopes.

The continental rise of the western and northern Powell Basin includes a field of sediment waves which stretches along a margin more than 100 km in length and has a width of approximately 50 km (Fig. 4). The waves are developed within the separated drift above the seismic horizon PJ6 (and even slightly deeper). In the western Powell

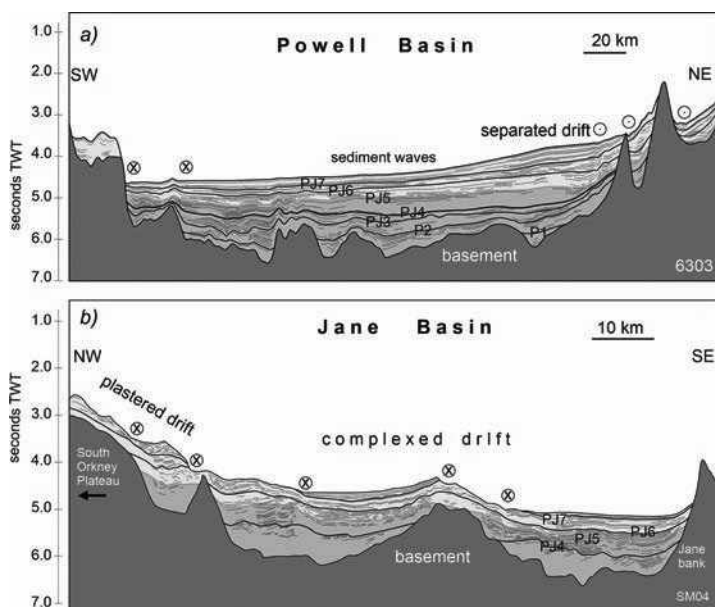


Fig. 5. Linedrawing sketches based on seismic sections across the Powell Basin (a) and Jane Basin (b). See Fig. 1 for location

Рис. 5. Интерпретированные сейсмические разрезы через бассейн Пауэлл (a) и бассейн Джейн (b). Положение профилей показано на рис. 1

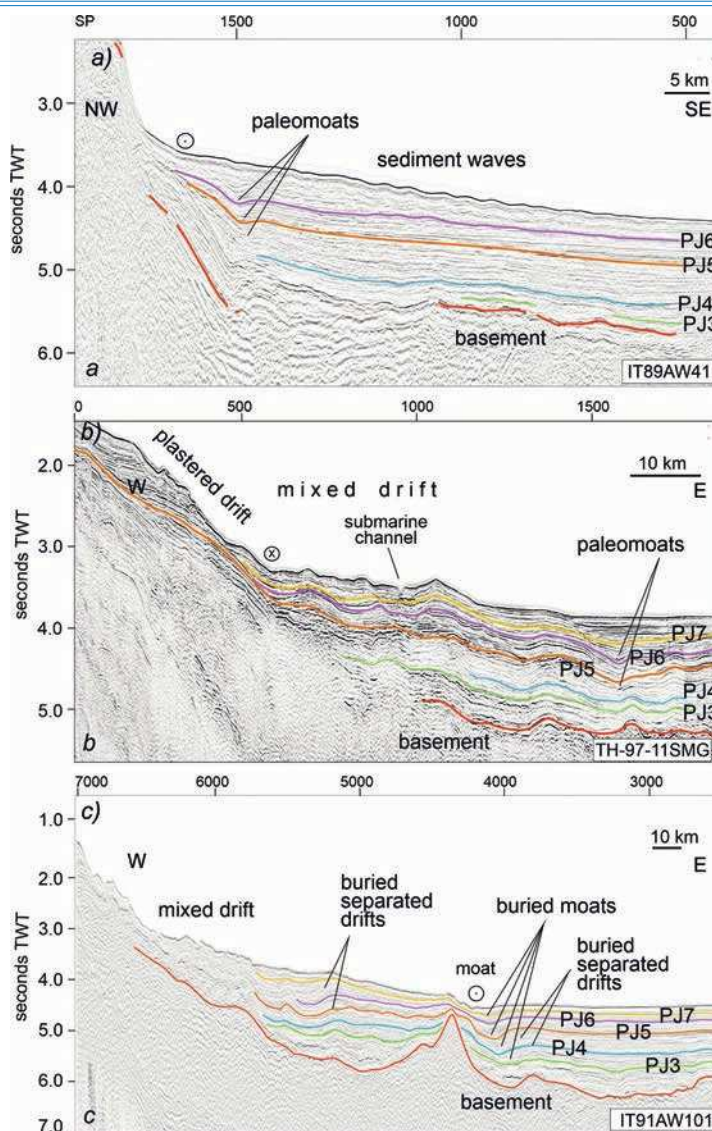


Fig. 6. Seismic stratigraphy and seismic facies in the Powell Basin. See Fig. 1 for location

Рис. 6. Сейсмическая стратиграфия и сейсмические фации в бассейне Пауэлл. Положение профилей показано на рис. 1

Basin, waves migrate upslope and have a wavelength of up to 2.5–3.7 km and a height of approximately 80 m (Fig. 6a). In the northern Powell Basin, they are less expressive, occur beyond the separated drifts, far from the focused current pathway, and show downslope (downstream) migration (Fig. 3a). The difference in the structure of the wave fields is likely to be linked to their position in relation to the core of the current stream.

Most of the Jane Basin is covered by current-influenced deposits which are difficult to classify in detail. Many of these deposits are controlled by pre-drift (mainly basement) morphology [10]; currents adapt to it, using and modifying negative forms in the bottom

relief, and can form elongated mounded drifts (Fig. 3b, 4, 5b). Along the steep slopes of the South Orkney Plateau and the Jane Bank, the current-controlled deposits evolve as separated drifts, the outer flanks of which can be transformed by the current streams (Fig. 3b, 4, 5b). In the axial part of the Jane Basin (especially in its eastern half) the drifts are close to the sheeted type with almost parallel internal reflectors and subdued external morphology (Fig. 5b). This drift system covers an area 90–100 km in width and stretches for more than 500 km from SW to NE. In the north-western part of the Jane Basin, the several 15–30 km wide confined drifts occur within the narrow depressions bordered by basement highs (Fig. 3b, 4).

In the Weddell Sea Basin, along the Jane Bank, the drift structure is variable depending on the basement morphology and the pattern of bottom currents. A slightly mounded, ca. 30 km wide contourite drift paired with a deeply-incised moat at the foot of the steep Jane Bank slope is recognized on the single profile around 45° E. To the east, the drift shows a similarly mounded morphology but has a wavy structure with small deepening (moats?) caused by the ragged basement relief. Further east, the local basement highs provide accommodation for the locally developed confined drift.

The easternmost part of the Weddell Sea Basin under study is distinguished by the existence of two parallel separated drifts (Fig. 4). One of them is developed along the steep slope of the Jane Bank, while the other is 15 km from it (see Fig. 5 in [10]). A 150 m-deep moat divides the drifts. They began to form immediately above the ca. 20 m. y. old oceanic basement dated from magnetic anomalies [6]. Southward of the elongated drift chain, the northern Weddell Sea Basin is occupied by sheeted drifts showing internal parallel reflectors.

Seismic data from all the basins studied show visible changes in the reflection pattern across the horizon PJ5 (ca. 12 Ma), with more expressive and diverse contourite drifts above this horizon (Fig. 3, 5, 6a, 6b). Some places are characterized by generation of moats (Fig. 3b, SP 488) above the horizon PJ5; a channel/levee system in the eastern Powell Basin has also formed at the same level (Fig. 6b); a field of sedimentary waves began to develop slightly later (between PJ5 and PJ6; Fig. 6a). The Late Pliocene horizon PJ7 marks a younger shift in sedimentation with more pronounced drift developments in all the basins (e. g. Fig. 3b, 3c, 5a, 6b).

DISCUSSION

Bottom currents played an important role in the formation of the sedimentary cover of the north-western Weddell Sea. The study of contourites can be used to assess the energy of modern and paleocurrents and reconstruct water circulation patterns. The moats and contourite drifts are well-recognized in the sedimentary succession and the moats mark the position of focused bottom currents. Spatial distribution of the moats allows us to reconstruct bottom water circulation.

The contourite drifts in the north-western Weddell Sea sweep broad sea-floor areas and are developed at different sea-floor depths ranging between 2 000 m and 4 500 m. The formation of the earliest drift deposits in the Powell Basin suggests that the deep-sea circulation initiated there immediately after the opening of the gateway between the South Orkney Plateau and the South Powell Ridge in the Late Oligocene, 24–23 Ma. Bottom currents entered from the Larsen Basin Sea into the Powell Basin bending around the W-E trending South Powell Ridge and circulated clockwise by a relatively broad front but focusing along the foot of the slope (Fig. 4, 5a). The Jane Basin did not exist at that time, and the bottom currents flowed to the east in the Weddell Sea Basin along the subduction

zone, which at that time existed at the foot of the South Orkney Plateau. The southern part of the Powell Basin with a reduced thickness of the sediments is characterized by subdued current-influenced deposition (or even non-deposition and erosion) as opposed to its western and northern parts. More pronounced differences in the depositional setting occurred after the Middle Miocene.

The Jane Basin opened as a back-arc structure from about 20 Ma to 14.5 Ma [6], and the bottom currents obviously flowed under the control of the sea-floor topography, although contourite drifts below the Mid Miocene horizon PJ5 are poorly distinguished. The contourite drifts variety above the horizon PJ5 denotes an intensification of the bottom currents likely due to the increased production of Weddell Sea Bottom Waters in the Middle Miocene as a result of a shift from temperate to polar climatic conditions in Antarctica. Later variation in the depositional style observed above the horizon PJ7 could have been caused by the Late Pliocene cooling trend, a reinforced deep-water production and intensification of the bottom current activity.

A bottom current pattern similar to the modern one was established after the completion of the tectonic activity in the north-western Weddell Sea in the Middle Miocene. Leaving the Larsen Basin, the modern bottom currents split into several branches which flow into the Powell Basin, Jane Basin and along the Jane Bank into the northern Weddell Sea Basin (Fig. 4). In the central and eastern Jane Basin, the currents are formed by the convergence of streams flowing from the Larsen Basin and the Powell Basin.

CONCLUSION

The north-western Weddell Sea including the Powell and Jane Basins is characterized by a wide development of contourite drifts of different types, with separated, confined, plastered and sheeted drifts predominating. They are observed at different depths ranging from 2000 to 4500 m. The western and northern margins of the Powell Basin are dominated by large separated drifts and sediment waves, while the southern margin does not contain deposits formed by bottom currents. The Jane Basin is covered by current-influenced deposits of different types, with sheeted drifts predominating. The formation of drifts in this area is controlled by ragged basement morphology. In the north-western part of the Jane Basin, confined drifts are developed within the narrow depressions bordered by basement highs. In the Weddell Sea Basin, the drift structure is variable, but sheeted drifts occupy most of the basin. Seismic data in all the basins studied show visible changes in the reflection pattern above the Middle Miocene and then in the Middle Pliocene horizons. These changes are believed to have been caused by intensification of bottom currents. The moats, which are well identified in the modern sea floor and also as buried features, show the position and direction of active bottom currents.

Competing interests. The authors have no competing interests.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Funding. This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (grant № 19-05-00858).

Финансирование. Работа выполнена в рамках гранта РФФИ № 19-05-00858.

REFERENCES

1. Hernandez-Molina F.J., Llave E., Stow D.A.V., Garcia M., Somoza L., Vazquez J.T., Lobo F.J., Maestro A., Diaz del Rio V., Leon R., Medialdea T., Gardner J. The contourite depositional system of the gulf of Cadiz: a sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean outflow water and its interaction with the continental margin. *Deep-Sea Res. II.* 2006, 53: 1420–146.

2. *Faugeres J.-C., Stow D.A.V., Imbert P., Viana A.R.* Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology*. 1999, 162: 1–38.
3. *Rebesco M., Stow D.* Seismic expression of contourites and related deposits: a preface. *J. Marine Geophysical Researches*. 2001, 22: 303–308.
4. *Faugeres J.-C., Stow D.A.V.* Chapter 14 Contourite drifts: Nature, evolution and controls. *Contourites. Developments in Sedimentology*. 2008, 60: 258–288. doi: 10.1016/S0070-4571(08)10014-0.
5. *Koenitz D., White N., McCave I.N., Hobbs R.* Internal structure of a contourite drift generated by the Antarctic Circumpolar Current. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2008, 9: Q06012. <http://dx.doi.org/10.1029/2007GC001799>.
6. *Bohoyo F., Galindo-Zaldivar J., Maldonado A., Schreider A.* Basin development subsequent to ridge-trench collision: The Jane Basin, Antarctica. *Marine Geophysical Research*. 2002, 23 (5): 413–421.
7. *Eagles G., Livermore R.* Opening history of Powell Basin, Antarctic Peninsula. *Mar. Geol.* 2002, 185: 195–205.
8. *Barker P.F., Kennett J. P., O'Connell S., Pias N.O.* and shipboard scientific party. *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. Ocean Drilling Program. Texas A&M University*, 1990. V. 113: 1033 p.
9. *Vernet M., Geibert W., Hoppema M., Brown P.J., Haas C., Hellmer H., Jokat W., Jullion L., Mazloff M., Bakker D., Brearley J.A., Croot P., Hattermann T., Hauck J., Hillenbrand C.-D., Hoppe C., Huhn O., Koch B., Lechtenfeld O., Meredith M., Naveira Garabato A.C., Notting E.-M., Peeken I., Rutgers van der Loeff M., Schmidt S., Schroder M., Strass V.H., Torres-Valdes S., Verdy A.* The Weddell Gyre, Southern Ocean: Present Knowledge and Future Challenges. *Reviews of Geophysics*. 2019, 57: 623–708.
10. *Maldonado A., Barnolas A., Bohoyo F., Escutia C., Galindo-Zaldivar J., Hernandez-Molina J., Jabaloy A., Lobo F.J., Nelson C.H., Rodriguez-Fernandez J., Somoza L., Vazquez J.-T.* Miocene to Recent contourite drifts development in the northern Weddell Sea (Antarctica). *J. Global and Planetary Change*. 2005, 45: 99–129.
11. *Pudsey C.* The Weddell Sea: contourites and hemipelagites at the northern margin of the Weddell Gyre. *Geological society*. 2002, 22: 289–303.
12. *Shanmugam G.* Chapter 5 Deep-water bottom currents and their deposits. *Contourites. Developments in Sedimentology*. 2008, 60: 59–81. doi: 10.1016/S0070-4571(08)10014-0.
13. *King E.C., Leitchenkov G., Galindo-Zaldivar J., Maldonado A., Lodolo E.* Crustal structure and sedimentation in Powell Basin. *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin, part 2. Antarctic research series*. 1997, 71: 75–93.
14. *Coren F., Ceccone G., Lodolo E., Zanolla C., Zitellini N., Bonazzi C., Centonze J.* Morphology, seismic structure and tectonic development of the Powell Basin, Antarctica. *Journal of the Geological Society*. 1997, 154 (5): 849–862.
15. *Viseras C., Maldonado A.* Facies architecture, seismic stratigraphy and development of a high-latitude basin: the Powell Basin (Antarctica). *Mar. Geol.* 1999, 157: 69–87.
16. *Howe J., Livermore R., Maldonado A.* Mudwave activity and current-controlled sedimentation in Powell Basin, northern Weddell Sea, Antarctica. *J. Marine Geology*. 1998, 149: 229–241.
17. *Kavoun M., Vinnikovskaya O.* Seismic stratigraphy and tectonics of the northwestern Weddell Sea Antarctica inferred from marine geophysical surveys. *Tectonophysics*. 1994, 240: 299–341.

КОНТУРИТОВЫЕ ДРИФТЫ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МОРЯ УЭДДЕЛЛА

Г.Л. ЛЕЙЧЕНКОВ^{1,2*}, В.В. МИНИНА¹, Ю.Б. ГУСЕВА³

¹ — Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия

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

Резюме

Контуритовые наносы, формируемые придонными течениями, могут использоваться для изучения циркуляции водных масс, так как по их параметрам и характеру распространения можно судить о направленности и относительной энергии придонных течений. В данной работе рассматриваются контуритовые наносы в северо-западной части моря Уэдделла, приводится схема распространения наносов и их классификация, а также реконструируется циркуляция водных масс в глубоководных бассейнах района. Исследования основаны на обобщении и интерпретации сейсмических данных отечественных и зарубежных экспедиций, большая часть которых доступна из международной библиотеки сейсмических данных по Антарктике. В результате анализа сейсмических данных в районе исследований в диапазоне глубин от 2000 до 4500 м выявлены отделенные, ограниченные, плаsterные и покровные контуритовые наносы. Зарождение донных течений в северо-западной части моря Уэдделла началось с раскрытия бассейна Пауэлл, и развитие самых ранних контуритовых наносов предполагается 24–23 млн лет назад. В среднем миоцене и в позднем плиоцене отмечается усиление интенсивности донных течение и более широкое развитие контуритовых наносов.

Ключевые слова: Антарктика, донные течения, контуритовые дрифты, море Уэдделла, осадочный чехол, сейсморазведка.

Поступила 14.10.2021

После переработки 16.11.2021

Принята 22.11.2021

Для цитирования: *Leitchenkov G.L., Minina V.V., Guseva Yu.B.* Current-controlled sedimentation in the north-western Weddell Sea. Проблемы Арктики и Антарктики. 2021, 67 (4): 382–393. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-382-393>.

Контуритовые дрифты в северо-западной части моря Уэдделла (расширенный реферат)

Придонные течения оказывают существенное воздействие на процессы седиментации, так как под их влиянием могут формироваться осадочные тела — контуритовые дрифты, достигающие сотен километров в длину, десятков километров в ширину и до 2 км в толщину. Контуритовые дрифты (контуриты), формируемые придонными течениями, могут использоваться для изучения циркуляции водных масс, так как по их параметрам и характеру распространения можно судить о направленности и относительной энергии придонных течений. Настоящее исследование направлено на изучение условий осадконакопления в небольших по площади, задатковых осадочных бассейнах Пауэлл и Джейн, расположенных в северо-западной части моря Уэдделла, и главным образом — на идентификацию контуритовых дрифтов, выявление их пространственного развития и реконструкцию водной циркуляции этого района Антарктики в позднем кайнозое. Работа основана на обобщении и интерпретации сейсмических данных отечественных и зарубежных экспедиций, большая часть которых доступна в международной библиотеке сейсмических данных по Антарктике. В результате анализа сейсмических данных выявлен широкий спектр контуритов, развивавшихся в интервале глубин моря от 2000 до 4500 м. К ним относятся отделенные, покровные, ограниченные, плаsterные дрифты и осадочные волны. В бассейне Пауэлл преобладает крупный отделенный дрейф, который формировался в виде крупной линзовидной осадочной структуры в борту канала, расположенного в подошве континентального склона и образованного донным течением. Здесь также установлены смешанные дрифты, образованные в результате взаимодействия турбидитных потоков и контурных течений. В бассейне Джейн преимущественно развиты покровные дрифты. Их форма во многом контролировалась расчлененным рельефом подстилающего кристаллического фундамента. На границе двух бассейнов выявлены ограниченные дрифты, образованные между поднятиями фундамента. Зарождение донных течений в северо-западной части моря Уэдделла началось с раскрытия бассейна Пауэлл, и развитие самых ранних контуритовых дрифтов предполагается 24–23 млн лет назад. В среднем миоцене и в позднем плиоцене отмечается усиление интенсивности донных течений и более широкое развитие контуритовых дрифтов.

ЛЕДОТЕХНИКА
ICE TECHNOLOGY

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-394-405>
УДК 551.55



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

ТИПИЗАЦИЯ ПОЛЕЙ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ
В МОРЯХ ЛАПТЕВЫХ И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОМ

В.С. ПОРУБАЕВ*, Л.Н. ДЫМЕНТ

*ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия***pvs@aari.ru*

Резюме

Поле атмосферного давления определяет направление ветра и его скорость. Ветер, воздействуя на ледяной покров, вызывает его дрейф. Неравномерность поля дрейфа является причиной образования разрывов в ледяном покрове. Каждому типовому полю атмосферного давления соответствует определенное поле разрывов в ледяном покрове. Подбор для прогностических полей атмосферного давления аналогичных типовых полей по архивным данным дает возможность прогнозировать характеристики разрывов в ледяном покрове. Для формализации подбора аналогов была разработана типизация полей атмосферного давления в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском по ежесуточным синоптическим картам за холодные сезоны 2016–2021 гг. Всего было выделено 27 типов, которые разделены на подтипы в зависимости от интенсивности ветра.

Ключевые слова: арктические моря, атмосферное давление, ледяной покров.

Для цитирования: Порубаев В.С., Дымент Л.Н. Типизация полей атмосферного давления в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. № 4. С. 394–405. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-394-405>.

Поступила 17.10.2021

После переработки 23.11.2021

Принята 26.11.2021

CLASSIFICATION OF SURFACE ATMOSPHERIC PRESSURE FIELDS
IN THE LAPTEV AND EAST SIBERIAN SEAS

VIKTOR S. PORUBAEV*, LUDMILA N. DYMENT

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

Summary

The need for classifying surface atmospheric pressure fields over the Arctic seas arose as a method was being developed for predicting the characteristics of discontinuities (leads) in the sea ice cover. Wind, which is determined by the atmospheric pressure field, acts on the ice cover and causes it to drift. Leads are formed in the ice cover due

to the irregularity of ice drift. Ice drift can be caused by several factors, such as skewed sea level, tidal waves and currents. However, the main cause of ice drift in the Arctic seas is wind. Each typical field of surface atmospheric pressure corresponds to a certain field of leads in the ice cover. This makes it possible to predict the characteristics of leads in the ice cover by selecting fields similar to predictive fields of atmospheric pressure based on archived data.

The variety of atmospheric pressure fields makes it difficult to find an analogue to a given field by simply going through all the corresponding data available in the electronic archive. Classification of atmospheric pressure fields makes it possible to simplify the process of selecting an analogue.

To develop the classification, we used daily surface pressure maps at 00 hours GMT for the cold seasons (from mid-October to the end of May) 2016–2021. The atmospheric pressure fields, which were similar in configuration, and hence the wind fields, belonged to the same type. In total, 27 types were identified, applicable both to the Laptev Sea and the East Siberian Sea. Within one type, a division into subtypes was made, depending on the speed of the geostrophic wind. The wind intensity was estimated by the number of isobars multiples of 5 mb on the surface atmospheric pressure map.

All the surface pressure fields observed over the waters of the Laptev and East Siberian Seas over the past 5 years have been assigned to one of the types identified using cluster analysis. Each type of atmospheric pressure within the framework of the forecasting method being developed is supposed to correspond to a field of discontinuities in the ice cover.

Keywords: arctic seas, atmosphere pressure, ice cover.

For Citation: Porubaev V.S., Dymant L.N. Classification of surface atmospheric pressure fields in the Laptev and East Siberian seas. *Problemy Arktiki i Antarkтики*. Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (4): 394–405. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-394-405>.

Received 17.10.2021

Revised 23.11.2021

Accepted 26.11.2021

ВВЕДЕНИЕ

Необходимость в типизации полей атмосферного давления возникла при разработке автоматизированного метода прогноза характеристик разрывов в ледяном покрове арктических морей. Аналоговый метод, используемый для прогноза, предполагает возможность оперативно подбирать к прогностическому полю атмосферного давления аналогичное поле по ретроспективным данным. Аналогичным полем в данном случае считается поле приземного атмосферного давления с подобной конфигурацией изобар и близкими по направлению ветровыми потоками. Многообразие полей приземного давления, фиксируемых над морями Лаптевых и Восточно-Сибирским, затрудняет поиск аналога к заданному полю атмосферного давления путем простого перебора всех имеющихся в электронном архиве соответствующих данных. В связи с этим возникает необходимость в типизации полей атмосферного давления над морями.

Существующие типизации циркуляции атмосферы ([1–4] и др.) охватывают обширные пространства арктических морей и континента. Эти типизации используют понятие элементарного синоптического процесса, представляющего собой период времени, в течение которого на значительной части Северного полушария сохраняется неизменность направления переноса воздуха. При этом под переносом воздуха понимается движение таких синоптических объектов, как воздушные массы, атмосферные фронты, циклоны, антициклоны, ложбины и гребни.

С точки зрения влияния атмосферы на формирование разрывов в ледяном покрове интерес представляют не синоптические объекты и их перемещение, а сохраняющееся в течение определенного времени направление ветра. При этом направление ветра в пределах одного и того же синоптического объекта может быть

различным. В связи с этим существующие типизации циркуляции атмосферы не могут быть использованы при составлении прогнозов характеристик разрывов.

Поле давления определяет направление и скорость ветра в атмосфере. Приземный ветер, воздействуя на ледяной покров, вызывает его дрейф. Неравномерность поля дрейфа льда является причиной разрежений и сжатий в ледяном покрове, в результате чего в нем формируются разрывы и гряды торосов [5–7]. Анализ полей приземного давления, дрейфа льда и систем разрывов показывает зависимость ориентации разрывов от направления ветра и связанного с ним поля дрейфа льда [8]. При этом ветер может быть однонаправленным над всей акваторией моря или иметь различное направление в различных его частях в зависимости от поля атмосферного давления. При близких по конфигурации полях атмосферного давления на акватории моря в ледяном покрове формируются разрывы с близкими значениями их преобладающей ориентации и плотности в пространстве. При этом не имеет значения, какой ветер учитывать (геострофический или реальный), так как аналоговый метод позволяет непосредственно перейти от поля атмосферного давления к полю разрывов.

Автоматизация аналогового метода прогноза характеристик разрывов в ледяном покрове арктических морей требует формализации подбора аналогов для прогностического поля атмосферного давления. Целью данной работы являлось определение типовых приземных полей атмосферного давления в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском и классификация всех ежесуточных барических ситуаций в этих морях за период 2016–2021 гг.

В рамках исследования рассмотрены различные виды воздушных потоков, возникающие над морями Лаптевых и Восточно-Сибирским, соответствующие им поля атмосферного давления и предложен вариант их типизации.

ТИПИЗАЦИЯ ПОЛЕЙ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ И СООТВЕТСТВУЮЩИХ ИМ ПОЛЕЙ ВЕТРА

Исходными данными для типизации полей приземного атмосферного давления над морями Лаптевых и Восточно-Сибирским являлись синоптические карты за 00 часов Гринвичского времени каждых суток с января 2016 г. по май 2021 г., за исключением летних периодов с июня до середины октября. Данные были представлены в виде значений приземного атмосферного давления в узлах географической сетки с шагом 1° по широте и 2° по долготе.

Анализ суточных синоптических карт позволил выявить группы аналогичных полей атмосферного давления, которым соответствует близкий по направлению геострофический ветер, и объединить их в отдельные типы. Направление ветра определяется по изобарам без учета того факта, что реальный ветер над морем несколько отклоняется от изобар в сторону низкого давления. В каждом типе было выделено по несколько подтипов, которые различаются в основном скоростью ветра. Интенсивность ветра оценивалась по количеству изобар над морем, кратных 5 мб по нормали к направлению воздушного потока. Всего было выделено 27 типов полей атмосферного давления.

Первые 8 типов характеризуют поля атмосферного давления, когда над всем морем преобладает ветер одного и того же направления. Направление ветра оценивается по 8 основным румбам. Для характеристики скорости ветра в каждом из таких типов было выделено по 9 подтипов. Принятые для них условные обозначения представлены в табл. 1, где латинская буква обозначает основное направление геострофического ветра, а цифра после нее — оценка скорости ветра.

Таблица 1

Обозначение типов полей атмосферного давления, формирующих воздушные потоки с неизменным направлением в пределах всего моря

Table 1

Designation of the types of atmospheric pressure fields that form air flows with a constant direction within the entire sea

Разность атмосферного давления над морем, мб	Типы воздушных потоков							
	Северный	Северо-восточный	Восточный	Юго-восточный	Южный	Юго-западный	Западный	Северо-западный
5	N1	NE1	E1	SE1	S1	SW1	W1	NW1
10	N2	NE2	E2	SE2	S2	SW2	W2	NW2
15	N3	NE3	E3	SE3	S3	SW3	W3	NW3
20	N4	NE4	E4	SE4	S4	SW4	W4	NW4
25	N5	NE5	E5	SE5	S5	SW5	W5	NW5
30	N6	NE6	E6	SE6	S6	SW6	W6	NW6
35	N7	NE7	E7	SE7	S7	SW7	W7	NW7
40	N8	NE8	E8	SE8	S8	SW8	W8	NW8
45	N9	NE9	E9	SE9	S9	SW9	W9	NW9

В среднем ветер над морем остается неизменным по направлению 2–4 дня. Наибольшая продолжительность сохранения одного и того же типа была зафиксирована в Восточно-Сибирском море и составила 10 суток, в течение которых изменялась только скорость ветра.

В табл. 2 в качестве примера приведены подтипы полей атмосферного давления над акваторией морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в течение 11 дней января 2017 г. В обоих морях в этот период наблюдались только однонаправленные воздушные потоки. Типы сохранялись на протяжении до 4 суток (тип SW в море Лаптевых и тип NW в Восточно-Сибирском море), при этом их подтипы, отражающие скорость ветра, изменялись почти ежедневно.

Таблица 2

Типы полей атмосферного давления над морями Лаптевых и Восточно-Сибирским во второй декаде января 2017 г.

Table 2

Types of atmospheric pressure fields over the Laptev and East Siberian seas in the second ten-day period of January 2017

Дата	Море Лаптевых	Восточно-Сибирское море
11 января 2017	NW4	W4
12 января 2017	SW5	NW5
13 января 2017	SW5	NW3
14 января 2017	SW7	W2
15 января 2017	W5	NW4
16 января 2017	W4	NW6
17 января 2017	W5	NW4
18 января 2017	SW7	NW3
19 января 2017	SW8	W3
20 января 2017	SW7	W4
21 января 2017	SW6	NW4

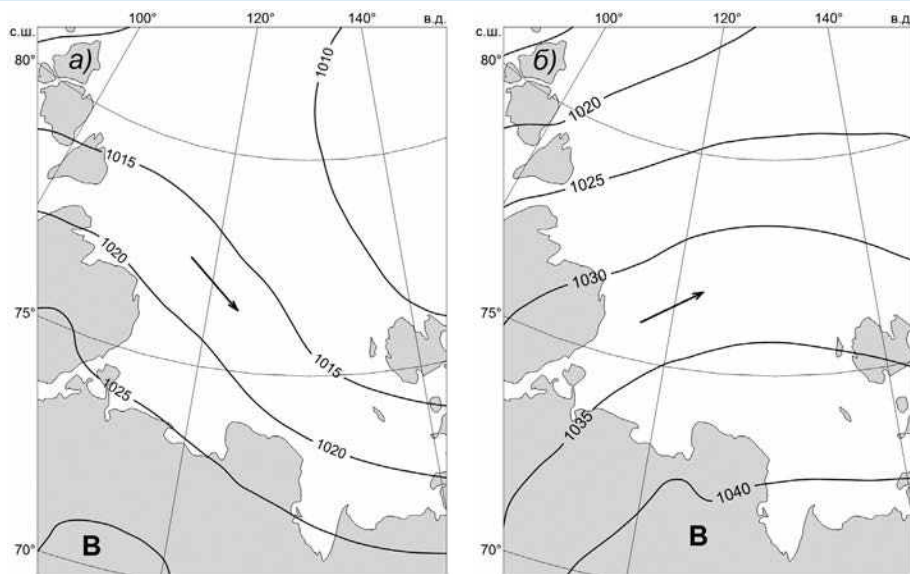


Рис. 1. Поля атмосферного давления и направление ветра в море Лаптевых за 11 января 2017 г. (а) и за 12 января 2017 г. (б)

Fig. 1. Atmospheric pressure fields and wind direction in the Laptev Sea for January 11, 2017 (a) and for January 12, 2017 (b)

Хотя типы атмосферного давления над морем сохраняются, как уже было указано выше, в течение нескольких суток, последующее их изменение происходит в течение суток. На рис. 1 показаны поля атмосферного давления и направление геострофического ветра на 00 часов Гринвического времени 11 и 12 января 2017 г. в море Лаптевых. В течение суток направление ветра изменилось с северо-западного (NW4) на юго-западное (SW5). Результаты отдельных диагностических прогнозов указывают на то, что в этом случае поле разрывов формируется под влиянием средней барической ситуации за текущий и предыдущий дни, однако исследование влияния перестройки полей атмосферного давления на изменения в поле разрывов выходит за рамки данной статьи.

Поле атмосферного давления над морем может иметь сложную конфигурацию. В случае, когда над морем располагается гребень антициклона или ложбина циклона, ветер в пределах моря имеет различное направление и скорость. На рис. 2 показаны поля атмосферного давления, характерной особенностью которых является гребень антициклона с осью, проходящей через центральную часть Восточно-Сибирского моря. Однако поля атмосферного давления на рис. 2а и 2б относятся к разным типам, так как гребень в первом случае распространяется с северо-востока, а во втором — с севера, что обусловило разные направления ветра в западной части моря — юго-западное и южное соответственно. В восточной части моря в обоих случаях отмечается северо-восточный ветер.

Поля давления, показанные на рис. 2а и 2б, относятся к типам GNE и GN соответственно. Первый символ в обоих случаях обозначает наличие гребня атмосферного давления, а следующие — направление его оси. Направление осей гребней и ложбин также оценивается по 8 основным румбам и обозначается одним символом, например N при распространении гребня или ложбины с севера, или двумя, например NE при распространении гребня или ложбины с северо-востока. С учетом скорости

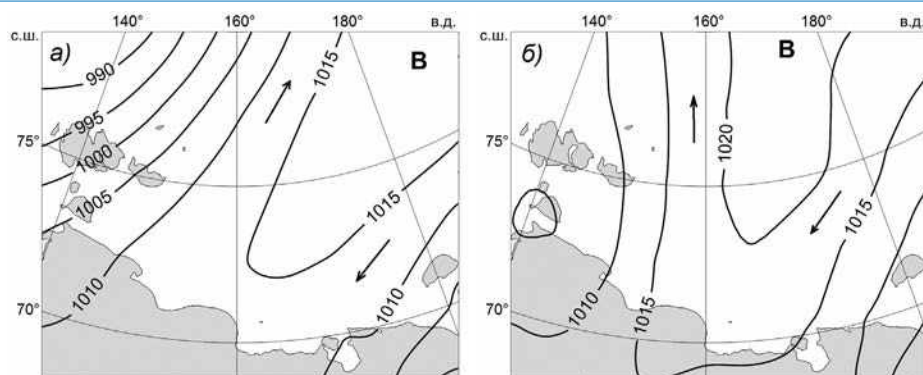


Рис. 2. Поля атмосферного давления и направление ветра в Восточно-Сибирском море 28 января 2017 г. (а) и 28 ноября 2017 г. (б)

Fig. 2. Atmospheric pressure fields and wind direction in the East Siberian Sea on January 28, 2017 (a) and November 28, 2017 (b)

ветра поле на рис. 2а отнесено к подтипу GNE52, а на рис. 2б — GN33. Две цифры после символов указывают на количество изобар через 5 мб, отсчитываемых от оси гребня перпендикулярно к направлению изобар с запада (первая цифра) и востока (вторая цифра). Если ось гребня расположена строго по линии запад–восток, изобары отсчитываются сначала от оси гребня на север, а потом на юг.

Подобное обозначение производится и для типов, отражающих наличие ложбин циклонов, только первым символом в таких случаях является L. Пример полей давления над морем Лаптевых, содержащих ложбины циклона, приведен на рис. 3. Поля атмосферного давления на рис. 3а и 3б отнесены к подтипам LNW46 и LNE33 соответственно.

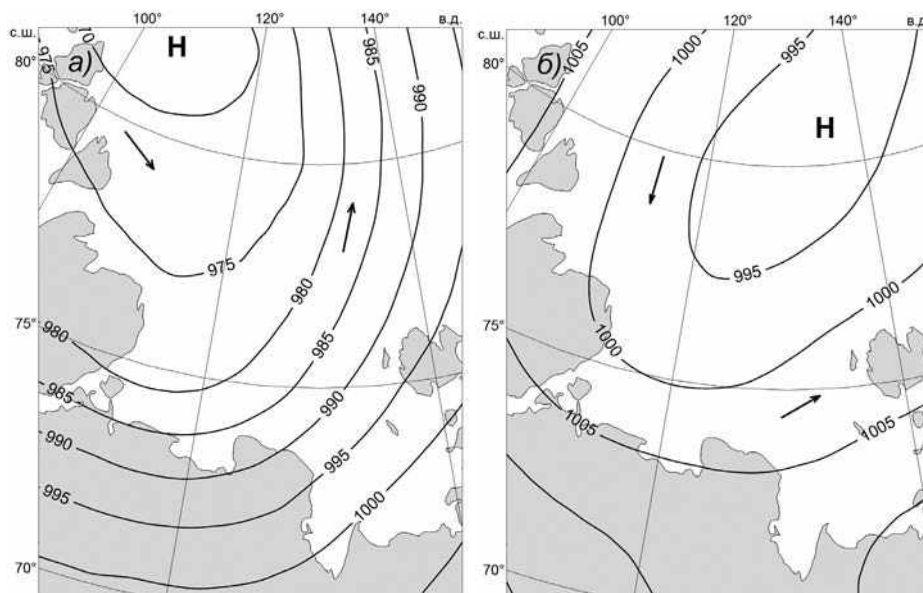


Рис. 3. Поля атмосферного давления и направление ветра за 27 января 2017 г. (а) и за 1 мая 2020 г. (б)

Fig. 3. Atmospheric pressure fields and wind direction for January 27, 2017 (a) and for May 1, 2020 (b)

Оценка скорости ветра с каждой стороны от оси гребня или ложбины может принимать значение от 0 до 6. Таким образом, в каждом из 8 таких типов возможно 49 комбинаций скорости ветра. За исключением комбинации 00, свидетельствующей об отсутствии градиента давления в пределах всего моря, для каждой из оставшихся 48 комбинаций выделены соответствующие подтипы.

Если в обозначении подтипа присутствует цифра 0, это свидетельствует о том, что в одной из частей моря градиент давления практически отсутствует. Пример таких полей атмосферного давления приведен на рис. 4.

На рис. 4а ложбина циклона распространяется на море Лаптевых с севера, и ее ось располагается в западной части моря. Такой подтип обозначается как LN02 и указывает на то, что в западной части моря градиента давления нет. На рис. 4б на море Лаптевых с севера распространяется гребень антициклона. В западной части моря ветер практически отсутствует, о чем свидетельствует малоградиентное поле давления. Такой подтип воздушного потока обозначается как GN02.

Еще 2 типа воздушных потоков соответствуют полям атмосферного давления, когда над морем располагается центр циклона или антициклона. Такие типы обозначаются символом С или А (для циклона и антициклона соответственно) и следующими за ним двумя цифрами. Первая из них свидетельствует о скорости ветра в западной части циклона или антициклона, а вторая — в восточной. Интенсивность ветра в этих типах оценивается по количеству изобар, отсчитываемых через 5 мб по параллели, проходящей через центр циклона или антициклона. Оценка скорости ветра в западной и восточной частях от их центра может принимать значения от 0 до 6. Каждой комбинации цифр оценки скорости ветра (кроме 00) соответствует подтип, т. е. каждый из этих типов имеет 48 подтипов. Комбинация цифр в типе косвенно указывает на положение центра циклона или антициклона в море.

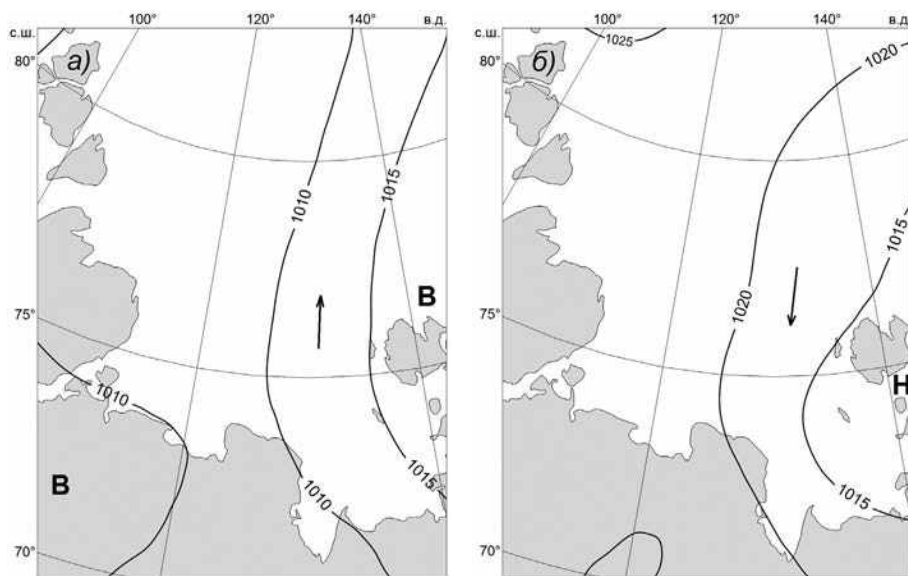


Рис. 4. Поля атмосферного давления и направление ветра над морем Лаптевых 27 мая 2021 г. (а) и 19 декабря 2019 г. (б)

Fig. 4. Atmospheric pressure fields and wind direction over the Laptev Sea on May 27, 2021 (a) and December 19, 2019 (b)

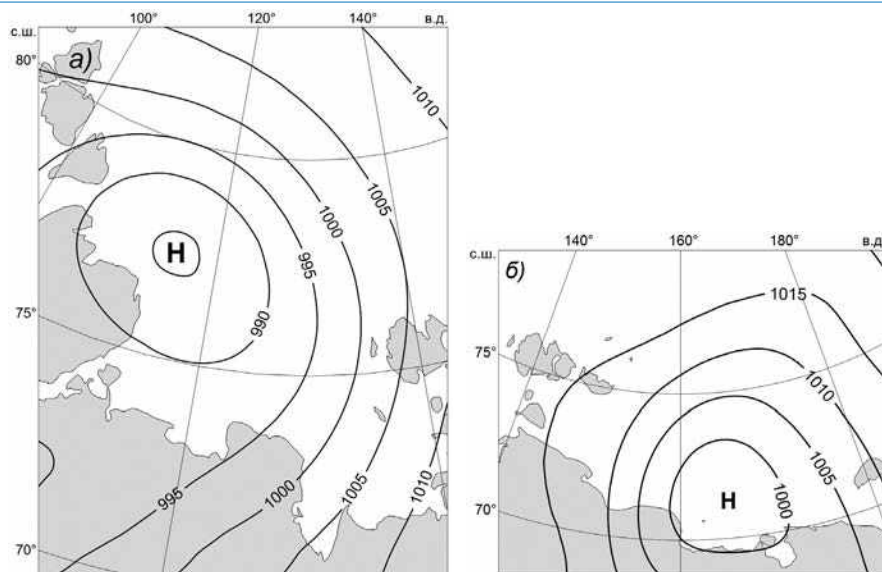


Рис. 5. Циклон над морем Лаптевых 1 мая 2018 г. (а) и над Восточно-Сибирским морем 2 марта 2019 г. (б)

Fig. 5. Cyclone over the Laptev Sea on May 1, 2018 (a) and over the East Siberian Sea on March 2, 2019 (b)

На рис. 5 показаны поля атмосферного давления, в которых в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском расположены циклоны. Подтипы полей атмосферного давления в этом случае для моря Лаптевых обозначены С25, а для Восточно-Сибирского моря С42.

Возможны случаи, когда над всей акваторией моря располагается малоградиентное поле атмосферного давления, при котором отсутствуют выраженные потоки воздуха. Такие ситуации выделены в отдельный тип, обозначенный символом R. Подтипов этот тип не имеет.

Описанные выше типы полей атмосферного давления послужили основой для классификации всех суточных синоптических карт за исследуемый период. Для разделения по типам использовался кластерный анализ, который широко применяется в различных областях, в том числе и в гидрометеорологии ([9, 10] и др.). В качестве исходной точки при классификации («центра кластера») принималось поле атмосферного давления, которое полностью соответствовало по структуре выбранному типу. Такое поле мы называли «эталонным» полем типа. Поскольку исходные данные о полях атмосферного давления были представлены в виде матрицы значений в узлах географической сетки, в качестве параметров для описания его структуры были приняты нормированные значения разностей атмосферного давления для каждого двух соседних узлов по опорным параллелям и меридианам в пределах акватории моря.

Различия в значениях разностей атмосферного давления по параллелям и меридианам позволяют оценить принадлежность поля к одному из выделенных типов. Так, для однонаправленного южного потока над морем будут характерны близкие к нулю разности атмосферного давления по меридианам и значимые значения разностей по параллелям. Величина разностей при этом определяется интенсивностью воздушных потоков, т. е. градиентом атмосферного давления.

Для моря Лаптевых в качестве опорных было выбрано 3 параллели (74°, 77° и 80° с. ш.) и меридианы с 100° в. д. по 136° в. д. с шагом 4. Точки пересечения этих параллелей и меридианов, расположенные в пределах акватории моря, были приняты за опорные узлы. Разности давления между соседними опорными узлами послужили параметрами («свойствами объекта») при расчете метрики. В море Лаптевых расчет метрики велся по 37 параметрам. В Восточно-Сибирском море также было выбрано 3 параллели (71°, 74° и 77° с. ш.) и меридианы с 140° в. д. по 178° в. д. с шагом 6. В этом случае метрика рассчитывалась по 26 параметрам.

В качестве метрики для определения полей атмосферного давления, относящихся к одному типу с «эталонным», использовалось евклидово расстояние.

Последовательно задавая «эталонное» поле атмосферного давления для каждого из 27 выбранных типов, мы отбирали близкие к ним поля из всего архива исходных данных. Пороговая величина метрики подбиралась эмпирически.

В ходе классификации встречались поля атмосферного давления, которые при заданном пороговом значении метрики формально могли быть отнесены к нескольким типам. Пример такой ситуации — барическое поле, характерной особенностью которого являлась распространяющаяся с севера ложбина со смещенной в западную часть моря осью. Такое поле по рассчитанному значению метрики могло быть включено как в тип LN, так и в тип SW, поскольку на значительной части акватории моря преобладает однонаправленный воздушный поток юго-западного направления. Все подобные случаи рассматривались индивидуально, и решение, какому типу отдать предпочтение, принималось с учетом структуры поля давления и значения метрики, рассчитанной в каждом из типов.

Для некоторых полей атмосферного давления все метрики, рассчитанные для каждого типа, превосходили принятое пороговое значение и, соответственно, формально не относились ни к одному из выделенных типов. Таких полей было немного, их количество составило менее 10 % от общего числа рассмотренных суточных карт. В таких ситуациях поле атмосферного давления относилось к типу, значение метрики для которого было наименьшим по сравнению с другими выделенными типами.

РЕЗУЛЬТАТЫ ТИПИЗАЦИИ ВОЗДУШНЫХ ПОТОКОВ И ИХ ПРИМЕНЕНИЕ

Разработанная типизация позволяет формализовать описание структуры полей атмосферного давления над морями Лаптевых и Восточно-Сибирским.

При составлении прогноза разрывов в ледяном покрове определение типа и подтипа прогностической синоптической ситуации предложенным способом позволит автоматизировать поиск аналогичного поля атмосферного давления.

Основываясь на опыте работы с разрывами, можно предположить, что определяющим является направление потока, а его интенсивность вторична и потому возможно использовать соседний подтип одного и того же типа. Представляется, что в результате практического применения метода будет определена возможность и способ объединения отдельных подтипов.

Каждому подтипу поля атмосферного давления в рамках разрабатываемого метода прогноза предполагается поставить в соответствие поле разрывов в ледяном покрове. Исходными данными для этого послужат снимки ИСЗ малого разрешения, по которым будут дешифрованы разрывы в ледяном покрове, а затем рассчитаны значения их преобладающей ориентации и плотности расположения в пространстве по квадратам сетки [11].

Таблица 3

Повторяемость типов полей атмосферного давления, 2016–2021 гг.

Table 3

The frequency of occurrence of the types of atmospheric pressure fields, 2016–2021

Барические поля	Повторяемость, %	
	Море Лаптевых	Восточно-Сибирское море
С неизменным направлением градиента	51,2	52,3
Гребень	17,8	20,0
Ложбина	16,3	11,7
Циклон	7,7	5,1
Антициклон	1,4	2,3
Малоградиентное поле	5,6	8,6

В настоящий момент отдельно для моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря сформирован каталог типов полей атмосферного давления. Для каждого подтипа в каталог занесены даты, в которые поля ветра над морем имели соответствующее направление и скорость. При составлении прогноза из полей атмосферного давления, принадлежащих одному подтипу, один наиболее подходящий будет выбираться в качестве аналога.

Существует вероятность, что для некоторых редко встречающихся подтипов не будет возможности сформировать поле характеристик разрывов по фактическим данным. Это связано с наличием облачности в этот день, препятствующей дешифрированию снимка ИСЗ. В этом случае планируется использовать поле разрывов для ближайшего подтипа, отличающееся от искомого только скоростью ветра. Предполагается, что значения характеристик разрывов у двух соседних подтипов не будут существенно различаться.

Наименьшую повторяемость в течение рассмотренного временного интервала имел тип А, соответствующий наличию центра антициклона над акваторией моря. За 5,5 лет поля атмосферного давления этого типа наблюдались над акваториями морей Лаптевых и Восточно-Сибирского лишь 18 и 30 дней соответственно, т. е. менее, чем в 3 % случаев (табл. 3).

Наибольшую повторяемость имели типы, описывающие однонаправленные в пределах всего моря воздушные потоки. В обоих морях к этим типам отнесено немногим более половины всех проанализированных данных. Следует отметить,

Таблица 4

Повторяемость типов полей атмосферного давления, формирующих однонаправленные воздушные потоки, 2016–2021 гг.

Table 4

The frequency of occurrence of the types of atmospheric pressure fields forming unidirectional air flows, 2016–2021

Типы	Повторяемость, %	
	Море Лаптевых	Восточно-Сибирское море
N	2,2	2,4
NE	5,0	7,2
E	5,5	9,9
SE	10,6	10,0
S	8,7	2,1
SW	10,5	6,5
W	4,9	8,2
NW	3,8	6,0

что при классификации полей атмосферного давления к однонаправленным также относились барические поля, при которых в отдельных периферийных районах моря ветер мог отклоняться от основного направления типа.

В табл. 4 приведена повторяемость однонаправленных потоков по 8 румбам. В море Лаптевых наибольшую повторяемость имеют типы с южной составляющей направления ветра (SE, S, SW). Суммарно эти типы наблюдались почти в 30 % от общего числа дней в рассмотренном периоде. В Восточно-Сибирском море преобладают типы с восточной составляющей (NE, E, SE). На их долю приходится 27,1 % случаев. Преобладание указанных типов объясняется климатическими особенностями этих регионов.

ВЫВОДЫ

Создана классификация полей атмосферного давления над морями Лаптевых и Восточно-Сибирским, состоящая из 27 типов. Такое количество типов при разбиении их на подтипы дает возможность достаточно точно описывать особенности полей атмосферного давления над морем.

Типизация предназначена для описания полей атмосферного давления на акваториях, сравнимых по площади с отдельными арктическими морями.

Формализация описания структуры полей атмосферного давления над морем будет использована при автоматизации аналогового метода краткосрочного прогноза характеристик разрывов в ледяном покрове морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Это позволит оперативно подбирать к прогностическому полю атмосферного давления оптимальный аналог по ретроспективным данным.

Конфликт интересов. Авторы не имеют конфликта интересов.

Финансирование. Исследования выполнены в рамках целевой научно-технической программы Росгидромета на 2020–2024 гг. Проект 5.1.1 «Развитие моделей, методов и технологий мониторинга и прогнозирования состояния атмосферы, океана, морского ледяного покрова, ледников и вечной мерзлоты (криосферы), процессов взаимодействия льда с природными объектами и инженерными сооружениями для Арктики и технологий гидрометеорологического обеспечения потребителей».

Competing interests. The authors have no competing interests.

Financing. The research was carried out within the framework of the target scientific and technical program of Roshydromet for 2020–2024. Project 5.1.1 “Development of models, methods and technologies for monitoring and forecasting the state of the atmosphere, ocean, sea ice cover, glaciers and permafrost (cryosphere), processes of interaction of ice with natural objects and engineering structures for the Arctic and technologies for hydrometeorological provision of consumers”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вангенгейм Г.Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики // Труды ААНИИ. 1952. Т. 34. 314 с.
2. Гирс А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгопериодные метеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеоиздат. 1971. 480 с.
3. Дзердзеевский Б.Л. Общая циркуляция атмосферы и климат. М.: Наука, 1975. 288 с.
4. Мультиановский Б.П. Основные положения синоптического метода долгосрочных прогноза погоды. Ч. 1. М.: Центральное управление единой гидрометеорологической службы Союза ССР, 1933. 139 с.
5. Горбунов Ю.А., Карелин И.Д., Лосев С.М. Природа нарушения сплошности морского ледяного покрова в зимнее время // Материалы гляциологических исследований. 1986. № 55. С. 131–134.

6. Карелин И.Д. Исследование крупномасштабных потоков морских льдов по телевизионным снимкам искусственных спутников Земли // Проблемы Арктики и Антарктики. 1985. Вып. 60. С. 86–93.
7. Бородачев В.Е. Генетико-морфологическая классификация трещин в ледяном покрове // Труды ААНИИ. 1988. Т. 388. С. 79–84.
8. Лосев С.М., Горбунов Ю.А. Диагностика и среднесрочный прогноз нарушений сплошности морского ледяного покрова // Труды ААНИИ. 1998. Т. 438. С. 13–25.
9. Дымент Л.Н. Применение кластерного анализа для выделения районов с однородными системами разрывов в ледяном покрове Арктического бассейна // Метеорология и гидрология. 2000. № 12. С. 52–59.
10. Surkova G.V., Krylov A.A. Extremely strong winds and weather patterns over arctic seas // Geography, Environment, Sustainability. 2019. Т. 12. № 3. Р. 34–42.
11. Porubaev V.S., Dymant L.N., Aksenov P.V. Leads in the ice cover of the Arctic Seas and possibilities of forecasting their characteristics on the basis of satellite data // Proceedings of the 26th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. June 14–18, 2021, Moscow, Russia. URL: <https://www.poac.com/Papers/2021/pdf/POAC21-064.pdf> (дата обращения 26.08.2021).

REFERENCES

1. Vangengejm G.Ja. Basics of the macrocirculation method for long-range meteorological forecasts for the Arctic. *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI. 1952, 34: 314 p. [In Russian].
2. Girs A.A. *Mnogoletnie kolebanija atmosfernoj cirkuljacii i dolgoperiodnye meteorologicheskie prognozy*. Long-term fluctuations in atmospheric circulation and long-term meteorological forecasts. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1971: 480 p. [In Russian].
3. Dzerdzeevskij B.L. *Obshaja cirkuljacija atmosfery i klimat*. General atmospheric circulation and climate. Moscow: Nauka, 1975: 288 p. [In Russian].
4. Mul'tanovskij B.P. *Osnovnye polozhenija sinopticheskogo metoda dolgosrochnyh prognoza pogody. Chast' I*. The main provisions of the synoptic method for long-range weather forecasting. Part 1. Moscow: Central Administration of the Unified Hydrometeorological Service of the USSR, 1933: 139 p. [In Russian].
5. Gorbunov Ju.A., Karelin I.D., Losev S.M. The nature of the discontinuity of the sea ice cover in winter. *Materialy glaciologicheskikh issledovanij*. Proc. of Glaciological Research. 1986, 55: 131–134. [In Russian].
6. Karelin I.D. Study of large-scale sea ice flows using television images of artificial earth satellites. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 1985, 60: 86–93. [In Russian].
7. Borodachev V.E. Genetic and morphological classification of leads in the sea ice cover. *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI. 1988, 388: 79–84. [In Russian].
8. Losev S.M., Gorbunov Ju.A. Diagnostics and mid-term forecast of sea ice cover discontinuities. *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI. 1998, 438: 13–25. [In Russian].
9. Dymant L.N. Application of cluster analysis to identify areas with homogeneous ice breaks in the arctic basin. *Meteorologiya i Gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2000, 12: 52–59. [In Russian].
10. Surkova G.V., Krylov A.A. Extremely strong winds and weather patterns over arctic seas. *Geography, Environment, Sustainability*. 2019, 12 (3): 34–42.
11. Porubaev V.S., Dymant L.N., Aksenov P.V. Leads in the ice cover of the Arctic Seas and possibilities of forecasting their characteristics on the basis of satellite data. Proceedings of the 26th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. June 14–18, 2021, Moscow, Russia. Available at: <https://www.poac.com/Papers/2021/pdf/POAC21-064.pdf> (accessed 26.08.2021).

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-406-424>
УДК 629.561.5



ОБЗОР

REVIEW

ДВИЖЕНИЕ СУДОВ В ТЕРТЫХ ЛЬДАХ: РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

К.Е. САЗОНОВ^{1,2}

¹ — Крыловский государственный научный центр, Санкт-Петербург, Россия

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

kirsaz@rambler.ru

Резюме

В статье приведен обзор исследований, посвященных изучению движения судов в тертых льдах. Показано, что для определения ледового сопротивления судна в указанных условиях используются теоретические методы исследования и метод физического моделирования в ледовых бассейнах. В работе прослежена эволюция теоретических моделей, применяемых для расчета. Описаны методы физического моделирования тертого льда в ледовом бассейне, обсуждены основные трудности, возникающие при экспериментальных исследованиях. Рассмотрено активно развивающееся в настоящее время компьютерное моделирование движения судна в тертых льдах на основе методов дискретных элементов. Дано описание методов изучения работы движителей судов в тертых льдах.

Ключевые слова: движитель, ледовое сопротивление, ледовый бассейн, метод дискретных элементов, тертый лед.

Для цитирования: Сазонов К.Е. Движение судов в тертых льдах: результаты исследований // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. № 4. С. 406–424. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-406-424>.

Поступила 18.10.2021

После переработки 30.11.2021

Принята 03.12.2021

SHIP OPERATION IN BRASH ICE: RESULTS OF INVESTIGATIONS

KIRILL E. SAZONOV^{1,2}

¹ — Krylov State Research Centre, St. Petersburg, Russia

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

kirsaz@rambler.ru

Summary

The paper gives a review of the studies concerned with operation of vessels in brash ice. Recently, the ice conditions have received an ever increasing attention of the researchers related to the fact that shipping in the Arctic regions and freezing seas, as well as in inland waterways has been scaled up. One of the important fields of brash ice studies is specifics of sailing under these conditions and primarily determination of the ship ice resistance. The paper shows that theoretical methods combined with physical modeling in ice basins are used for determination of the ship ice resistance under brash ice conditions. The paper traces the evolution of

theoretical models utilized for calculations. It is mentioned that the models are mainly based on loose material mechanics. A rapidly developing computer modeling of ship motion in brash ice based on discrete element method is considered. Physical modeling techniques used for modeling brash ice in ice basin are described, and challenges of experimental investigations are discussed. It is pointed out that experimental studies in ice basin can provide valuable data not only about ship ice resistance but also about the mechanisms giving rise to ice channels filled with brash ice. The paper describes the methods for studying operation of ship propellers in brash ice conditions. It is concluded that further research into brash ice is needed.

Keywords: brash ice, ice basin, ice resistance, method of discrete elements, propeller.

For Citation: Sazonov K.E. Ship operation in brash ice: results of investigations *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (4): 406–424. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-4-406-424>.

Received 18.10.2021

Revised 30.11.2021

Accepted 03.12.2021

ВВЕДЕНИЕ

К тертому льду (ТЛ) (*brash ice*) относятся ледяные образования, характерный размер которых не превышает 2 м. ТЛ может образовываться при протекании естественных процессов в водной среде, но основной интерес представляет ТЛ, образовавшийся в результате хозяйственной деятельности человека. Наблюдающаяся в последнее время интенсификация движения судов в припайных льдах и на внутренних водных путях привела к появлению новых объектов изучения морской ледотехники — судоходных каналов и акваторий портов, заполненных ТЛ. Толщина слоя ТЛ в канале или на акватории порта может существенно превышать толщину находящегося рядом неразрушенного ледяного покрова, поэтому такой слой может являться существенной преградой для осуществления судоходства. Движение судов по каналу, заполненному ТЛ, может быть затруднено либо вообще невозможно. При осуществлении зимней навигации на Енисее в течение холодного периода приходилось прокладывать несколько параллельных каналов [1]. Изучение особенностей взаимодействия судов с ТЛ является актуальной проблемой, решению которой в последнее время вновь уделяется достаточно большое внимание [2].

С точки зрения ледовой ходкости судов, как одного из направлений развития морской ледотехники, изучение особенностей движения судов в ТЛ представляет собой расширение набора ледовых условий, для которых проводятся исследования вновь проектируемых судов. Взаимодействие корпуса судна и его движителей с тертым льдом имеет ряд существенных отличий от уже достаточно хорошо изученного движения судна в сплошных ровных и битых льдах. Тем не менее, хотя испытания моделей проектируемых судов в ТЛ стали практически обязательным элементом исследований в ледовых бассейнах, еще пока нельзя утверждать, что полученные экспериментальные данные активно используются при проектировании корпуса судна. В настоящее время результаты таких исследований служат в основном для констатации ледовых характеристик спроектированного судна в указанных ледовых условиях.

Первые работы по изучению различных аспектов взаимодействия судов с ТЛ появились в 1980-х гг. [3–6]. Их особенностью было то, что авторы помимо рассмотрения вопросов взаимодействия судов с ТЛ уделили много внимания изучению самого феномена ТЛ. Они изучали строение каналов с ТЛ, разрабатывали первые

простые математические модели, позволяющие прогнозировать нарастание тертого льда в каналах в зависимости от суммы градусо-часовой мороза и частоты движения судов по каналу. Особо необходимо выделить работы П. Каннари [4] и Дж. Сандквиста [5], в которых были предложены методы исследования каналов и получены натурные данные об их строении использующиеся до сих пор.

Дальнейшие исследования были направлены на уточнение моделей прогнозирования нарастания толщины слоя ТЛ в канале [7], расчеты образования консолидированного слоя в ТЛ [8–9 и др.], изучение свойств ТЛ как сыпучей среды [10–13 и др.]. Здесь необходимо отметить, что механика сыпучей среды применяется для описания различных ледяных нагромождений (*ice rubble*). Изучению свойств таких нагромождений посвящено большое количество работ, данные, полученные в них, часто могут быть использованы и при анализе ТЛ.

Все характеристики ТЛ обладают большой изменчивостью, тем не менее при анализе особенностей движения судов в таких льдах используются некоторые средние значения. В качестве примера приводится сводка механических характеристик тертого льда, заимствованная из работы [13], которая была использована для анализа выполненных в этой работе экспериментов: пористость — 40 %, угол естественного откоса (в воде/на воздухе) — $26,6^\circ / 20,7^\circ$, угол внутреннего трения — $42\text{--}58^\circ$.

РАСЧЕТНЫЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ ТЕРТОГО ЛЬДА ДВИЖЕНИЮ СУДНА

Определение ледового сопротивления судна осуществляется либо путем расчета по той или иной математической модели (как правило, такие модели описывают среднее значение ледового сопротивления в зависимости от ряда параметров), либо путем проведения модельного эксперимента в ледовых бассейнах. В настоящее время возник еще один подход к определению ледового сопротивления, основанный на компьютерном моделировании движения судна во льдах. В этом случае воздействие внешней среды на судно определяется расчетом по некоторому алгоритму, при этом все действующие силы обычно считаются явными функциями времени. Ниже рассматривается применение упомянутых подходов к изучению движения судна в ТЛ.

Одной из первых попыток описания ледового сопротивления, воспринимаемого судном при его движении в ТЛ, была работа М. Меллора [3]. Им предложено аналитическое выражение для определения сопротивления судна, основывающееся на законе Мора–Кулона. Он рассматривает две составляющие ледового сопротивления: первая зависит от давления ТЛ на носовую оконечность, вторая — от трения ТЛ на подводной части корпуса, расположенной после носового заострения. По его мнению, основное сопротивление в этих условиях формируется в носовой оконечности судна и сильно зависит от формы носа в плане. Расчетная формула, предложенная Меллором, может быть записана в следующем виде:

$$R_{ik} = \frac{A_k}{2} \left(\frac{1 + \sin \phi}{1 - \sin \phi} \right) (1 - p) \rho_i g \left(1 - \frac{\rho_i}{\rho_w} \right) h_i^2 B, \quad (1)$$

где $k = 1, 2$; $A_1 = 1,3 - 2,5$ для острых носовых оконечностей и $A_2 = 1,7 - 2,6$ для тупых; ϕ — угол внутреннего трения ТЛ; p — пористость ТЛ; ρ_i, ρ_w — плотность льда и воды; h_i — толщина слоя ТЛ; B — ширина судна.

Долгое время формула (1) оставалась единственным математическим описанием процесса взаимодействия судна с ТЛ. Следующая математическая модель

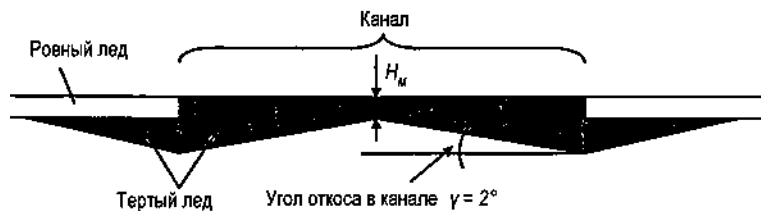


Рис. 1. Геометрическая модель канала с ТЛ

Fig. 1. Geometric model of a channel with brash ice

была предложена К. Риска и др. [7, 14, 15] в процессе разработки финско-шведских правил определения ледового класса судна (*Finnish-Swedish ice class rules*) [16]. При разработке модели авторы использовали геометрическое представление ледяного канала (рис. 1), а также соотношения теории сыпучих сред.

В результате было получено следующее выражение для расчета ледового сопротивления судна R_{ch} , движущегося в этих условиях:

$$R_{ch} = \frac{1}{2} \mu_B \Delta \rho g H_F^2 K_p \left[\frac{1}{2} + \frac{H_M}{2H_F} \right] \left[B + 2H_F \left(\cos \delta - \frac{1}{\operatorname{tg} \psi} \right) \right] (\mu_h \cos \phi + \sin \psi \sin \alpha) + \\ + \mu_B \Delta \rho g H_F^2 K_0 \mu_h L_{par} + \Delta \rho g \left[\frac{LT}{B^2} \right] H_M A_{WF} Fn^2, \quad (2)$$

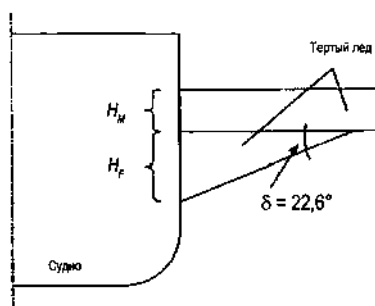
где $\mu_B = 1 - p$ — коэффициент заполнения слоя ТЛ льдом; p — пористость ТЛ; $\Delta \rho = \rho_w - \rho_i$; $K_p = \operatorname{tg}^2 \left(\frac{\pi}{4} - \frac{\phi'}{2} \right)$ — коэффициент пассивного давления ТЛ как сыпучей среды; ϕ' — угол внутреннего трения ТЛ; H_M — толщина слоя ТЛ посередине канала (рис. 1); $\delta = 22,6$ — угол естественного откоса ТЛ в воде; μ_h — коэффициент трения ТЛ об обшивку корпуса; α, ψ, ϕ — углы наклона ватерлинии, шпангоута и батокса; $K_0 = \mu_0 / (1 - \mu_0)$ — коэффициент бокового давления в покое, μ_0 — коэффициент ТЛ, аналогичный коэффициенту Пуассона для упругих тел [17] (величина μ_0 трудно определяемая для ТЛ, поэтому в практических расчетах можно использовать аппроксимацию Дж. Джейкки $K_0 = 1 - \sin \phi'$ [18]); L_{par} — длина цилиндрической вставки; A_{WF} — площадь ватерлинии, Fn — число Фруда; L, B, T — длина, ширина и осадка судна. H_F задает толщину слоя ТЛ после его смещения и перемещения корпусом судна (рис. 2). Эта толщина, зависящая от значения двух углов δ и γ , вычисляется по следующей формуле, которая получена на основании геометрических построений [7]:

$$H_F = H_M + \frac{B}{2} \operatorname{tg} \gamma + (\operatorname{tg} \gamma + \operatorname{tg} \delta) \sqrt{\frac{B \left(H_M + \frac{B}{4} \operatorname{tg} \gamma \right)}{\operatorname{tg} - \operatorname{tg}}}. \quad (3)$$

Выражения (2) и (3) достаточно сложны и содержат целый ряд параметров, описывающих ТЛ, что неудобно для использования в финско-шведских правилах. Поэтому они были упрощены. Выражение (3) для случая $B > 10$ м и $H_M > 4$ может быть записано следующим образом:

$$H_F = 0,26 + \sqrt{BH_M} \quad (4)$$

Из формулы (2) было получено два упрощенных выражения. Первое выражение используется в случае, когда известен теоретический чертеж судна, для которого

Рис. 2. Определение H_F Fig. 2. H_F definition

необходимо определить сопротивление тертого льда. Это выражение приведено в правилах [16] и здесь не приводится из-за его громоздкости. Второе выражение используется в случае, когда о судах класса IA и IA Super имеется лишь общая информация. В этом случае ледовое сопротивление определяется следующими выражениями:

$$R_{ch} = C_1 + C_2 + 460(H_F + H_M)^2 (B + 0,658H_F) + 18,7LH_F^2 + 825\left(\frac{LT}{B^2}\right)^3 \frac{B}{4}, \quad (5)$$

где коэффициенты C_1 и C_2 берутся из табл. 1.

Эти коэффициенты учитывают наличие консолидированного слоя в ТЛ.

Таблица 1

Значения коэффициентов C_1 и C_2

Table 1

Values of coefficients C_1 and C_2

Ледовый класс судна	IA	IA Super	
		без бульба	с бульбом
C_1	0	$10,3 \frac{BL}{2TB^{-1}+1} + 1,84(45,8B + 2,94L + 5,8BL)$	$0,3 \frac{BL}{2TB^{-1}+1} + 2,89(45,8B + 2,94L + 5,8BL)$
C_2	0	$3,52(1530 + 170B) + 400(1 + 1,2TB^{-1})B^2L^{-1/2}$	$6,67(1530 + 170B) + 400(1 + 1,2TB^{-1})B^2L^{-1/2}$

Выражение (5) часто используется при выполнении расчетов [19, 20] ледового сопротивления судна, но при его использовании необходимо помнить, что численные значения коэффициентов получены лишь для одного значения скорости движения судна, которое составляет 5 узлов [16].

Постоянно продолжается работа по улучшению финско-шведских правил. Так, в работе [21] исследовалось влияние профиля канала с ТЛ на определение ледового сопротивления по правилам. В результате было выяснено, что различия в профилях канала оказывают незначительное влияние. В той же работе были установлены довольно большие различия прогнозируемых по данным испытаний в ледовом бассейне и измеренных в натурных условиях значений потребляемой судном мощности при движении по каналу. Одной из причин такого расхождения является, по мнению автора работы, несовпадение характеристик каналов в модельных и натурных условиях, а также то, что испытания в ледовых бассейнах проводятся при более низких скоростях движения. Автор также указал на существующую путаницу в определении важной характеристики H_F .

Некоторые современные исследователи считают, что особенности профиля канала могут оказывать влияние на характеристики движения судна в нем, поэтому в работе [22] предложена простая геометрическая модель формирования этого профиля в зависимости от параметров проходящего по каналу судна.

Усовершенствованию правил посвящена также работа [23]. Усовершенствования касались следующих аспектов. Авторы работы предложили вариант модифицированных формул финско-шведских правил, которые учитывают наличие более толстых слоев ТЛ в канале (более 1 м), а также наличие в нем развитого консолидированного слоя (толщиной более 0,1 м). Кроме этого, они предложили способы учета влияния утолщенного консолидированного слоя и его прочности на изгиб на ледовое сопротивление судна. По мнению авторов, предложенные ими изменения позволяют распространить применение формул финско-шведских правил на ледяные каналы, формируемые в условиях Арктики, например на Оби и Енисее. Также модифицированные формулы должны позволять проводить расчеты для современных крупнотоннажных судов. Можно указать на недостаток рассматриваемой работы. В ней не учитывается воздействие ТЛ на днище судна, что вполне вероятно при увеличении толщины слоя ТЛ. Ранее авторы в работе [8] такую возможность рассматривали.

В работах [24, 25] была предложена новая формула для расчета ледового сопротивления судна в несмерзшемся канале, заполненном ТЛ. Ледовое сопротивление рассчитывается как сумма четырех составляющих: сопротивления, связанного с перемещением корпусом судна массы тертого льда на расстояние, равное осадке судна T ; импульсного сопротивления, возникающего из-за мгновенного соображения частиц тертого льда некоторой скорости корпусом движущегося судна; трения частиц тертого льда о носовую и кормовую оконечности судна и его днище; трения частиц тертого льда о борта судна, которое определяется с учетом образования ледяных нагромождений у борта. Ледовое сопротивление определяется по формуле:

$$\begin{aligned} R_{ch} = & \Delta\rho(1-p)gTH_M \frac{B}{2\sin\alpha_0} \left[1 + \frac{1}{\sin\alpha_0} \left(1 - \frac{2T}{B} \right) \right] + \\ & + \rho_l(1-p) \frac{B}{2\sin\alpha_0} H_M V_s^2 \left(\frac{1}{\sin\alpha_0} + \frac{1}{\sin\varphi_0} \right)^2 + \\ & + \mu_h \Delta\rho(1-p)g \left[H_M \frac{(B-2T)}{\sin\alpha_0} \left(L_{PM} + \frac{T\cos\theta}{\operatorname{tg}\varphi_0} \right) - V_{bott} \right] + \\ & + 2\mu_h \Delta\rho(1-p)gS_{PM} L_{par} \frac{\sin\delta\cos\gamma}{\cos(\delta+\gamma)}, \end{aligned} \quad (6)$$

где: $\gamma = \operatorname{arctg}\mu_h$; $\theta = \arcsin\sqrt{1 - \frac{\cos^2\alpha_0}{\cos^2\varphi_0}}$; α_0, φ_0 — углы наклона ватерлинии к диа-

метральной плоскости на 0-м шпангоуте и форштевня; V_{bott} — объем ТЛ, скользящего с днища судна на один борт, задается следующими выражениями:

$$\begin{aligned} V_{bott} = & L_{par} \left(H_M - \frac{B-2T}{8\sin\alpha_0} \operatorname{tg}\delta \right)^2, \quad \text{при } \frac{B-2T}{8\sin\alpha_0} \operatorname{tg}\delta < H_M; \\ V_{bott} = & \frac{L_{PM} H_M^2}{2\operatorname{tg}\delta}, \quad \text{при } \frac{B-2T}{8\sin\alpha_0} \operatorname{tg}\delta \geq H_M. \end{aligned}$$

Площадь нагромождения ТЛ между бортом судна и недеформированным слоем ТЛ:

$$S_{PM} = \frac{1}{L_{PM} (1 - p)} \left(\frac{2T^2 \cos \theta}{\sin \varphi_0 \sin \alpha_0} H_M + V_{bot} \right).$$

Результаты расчетов по формуле (6) были сопоставлены с данными модельного эксперимента в ледовом бассейне и показали с ними удовлетворительное совпадение.

В настоящее время все большее распространение в морской ледотехнике получают методы компьютерного моделирования процессов, происходящих при взаимодействии различных инженерных объектов со льдом. Не составляют исключения и исследования движения судов в ТЛ. Наибольшее распространение при компьютерном моделировании движения судна в ТЛ получил метод дискретных элементов (МДЭ), который эффективен для исследования достаточно быстрых процессов, связанных с переносом вещества. МДЭ первоначально применялся для описания формирования торосистого образования [26] или взаимодействия морского инженерного сооружения или судна с битым льдом [27, 28]. В настоящее время сфера применения МДЭ постоянно расширяется, что обусловлено его высокой эффективностью. Основным недостатком МДЭ считаются большие временные затраты на реализацию алгоритма.

При решении задач морской ледотехники методом дискретных элементов в настоящее время применяются два типа таких элементов [29]: гладкие (*smooth*) и негладкие (*nonsmooth*). В работе [30], посвященной анализу применения МДЭ с гладкими и негладкими элементами для изучения гранулированных материалов, указано, что различие между элементами заключается в учете вязкоупругого взаимодействия при контакте элементов, в этом случае элементы являются гладкими. При использовании негладкого элемента столкновения между ними рассматриваются как мгновенные события при учете действия сил трения. При таких взаимодействиях скорости элементов могут скачкообразно изменяться. Авторы работы пришли к выводу, что негладкие элементы больше подходят для описания твердых и плотных фрагментов среды относительно большого размера, которые движутся с относительно небольшими скоростями. Применение негладких элементов позволяет существенно снизить время счета.

В работе [29] высказано мнение, что куски льда, составляющие ледяные нагромождения и ТЛ, во многом удовлетворяют указанным требованиям, поэтому для их описания можно использовать негладкие элементы. Небольшой обзор применения гладких и негладких элементов в МДЭ содержится в работе [31].

В настоящее время имеется относительно небольшое количество публикаций по применению МДЭ для изучения движения судов в ТЛ. В ряде публикаций, например [32, 33], несмотря на указание в заглавии, что в работах рассматривается ТЛ, фактически изучается движение судна в мелкобитых льдах (к ТЛ в этих работах могут относиться только размеры кусков льда). В работах [34, 35] описано применение МДЭ к рассмотрению движения судна в канале ТЛ. В исследовании [34] предпринята попытка совместного использования методов CFD (Computational Fluid Dynamics) и МДЭ для описания характера движения масс ТЛ по корпусу судна. Автор отмечает, что комбинированный метод CFD – МДЭ открывает новые возможности для исследования взаимодействия судна и льда. Результаты выполненных расчетов достаточно хорошо согласуются с другими аналогичными исследованиями. Тем не

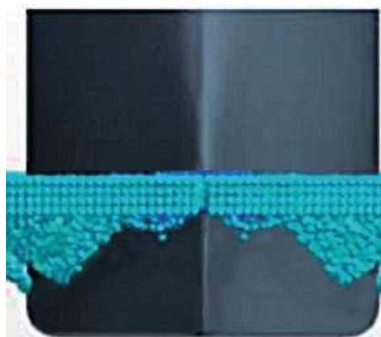


Рис. 3. Визуализация обтекания корпуса судна ТЛ в МДЭ [34]

Fig. 3. Visualization of the flow brush ice around the ship's hull in MDE [34]

менее все еще имеются существенные различия в траекториях движения блоков льда между результатами математического моделирования и экспериментом. На рис. 3 представлена одна из визуализаций результатов расчетов.

Завершая обзор расчетных методов определения сопротивления ТЛ движению судна, можно констатировать, что эти исследования в настоящее время активно развиваются как в направлении создания аналитических моделей, так и в направлении разработки компьютерных моделей. Анализ приведенных аналитических расчетных выражений показывает, что их эволюция происходит в сторону усложнения, вызванного желанием исследователей с большей детализацией описать процесс взаимодействия корпуса судна с ТЛ. На развитие методов математического моделирования движения судна в ТЛ наибольшее влияние в настоящее время оказывает проблема выбора подходящего метода описания ТЛ как специфической природной среды. Наибольшее количество исследователей склоняется к применению МДЭ, однако на этом пути имеются еще определенные трудности. По-видимому, в ближайшем будущем работы по построению различных математических моделей движения судна в ТЛ будут продолжены.

ИЗУЧЕНИЕ ЛЕДОВОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ТЕРТОГО ЛЬДА В ЛЕДОВЫХ БАССЕЙНАХ

Исследования в ледовых бассейнах особенностей взаимодействия судов с ТЛ начались на самых ранних стадиях его изучения [6] и продолжаются до настоящего времени [21, 25, 36–39]. Основной целью таких испытаний обычно является исследование закономерностей формирования ледового сопротивления судов в каналах с ТЛ [21, 25] или определение мощности энергетической установки, необходимой для движения в ТЛ [38, 39]. Здесь необходимо отметить большую роль в развитии модельных исследований Морской Администрации Финляндии.

Подавляющее большинство испытаний моделей судов в ТЛ проводятся в рамках выполнения исследований в обеспечение их проектирования. Это обстоятельство накладывает ряд существенных ограничений на подобные испытания, что весьма затрудняет изучение закономерностей ледового сопротивления в ТЛ. Обычно ледовые испытания в ТЛ проводятся в том же поле модельного льда, что и испытания по определению сопротивления ровного льда. Поэтому толщина ледяного покрова, из которого готовится ТЛ, оказывается заданной и обычно превышает толщину блоков ТЛ, из которых складывается канал. Кроме этого, увеличение толщины льда при-

водит к смещению среднего размера обломков в сторону возрастания их размеров. В работе [13] указывается, что в ледовом бассейне при использовании ручного инструмента для приготовления ТЛ (рис. 4) практически невозможно получить куски, характерный размер которых меньше толщины льда. Все это приводит к трудностям при сопоставлении модельных и натуральных данных [21]. Иногда в ледовых бассейнах применяется засыпка заранее приготовленных кусков льда заданного размера в канал, проложенный в поле моделированного льда [40]. В этой же работе указывается, что для достижения правдоподобных результатов при испытаниях модели необходимо создание как минимум двух слоев льда.

Иллюстрацией к вышесказанному являются результаты, приведенные в работе [37], в которой данные натуральных измерений сопоставлялись с данными модельного эксперимента. Модельный эксперимент проводился в трех типах каналов, один из которых был заполнен кубиками льда (по-видимому, пресного), два других были приготовлены из гранулированного льда, различающегося прочностью. Результаты сравнения показали, что модельные данные существенно превышают натурные измерения. При этом результаты, полученные с кубиками льда, оказались наиболее близкими к натуре. Автор работы предполагает, что это в какой-то мере связано с тем, что они были наиболее прочными и практически не разрушались, в отличие от льдинок из гранулированного льда. На основании этого можно предположить, что энергия, затрачиваемая на дробление обломков, вносит заметный вклад в формирование ледового сопротивления судна. К сожалению, в работе не указаны размеры обломков льда, поэтому выяснить, повлиял ли этот фактор на полученные результаты, не представляется возможным. Автор исследования отмечает, что полученные результаты относятся только к одному судну и исследование необходимо было бы повторить для других типов судов.

В работе [36] предпринята попытка моделирования процесса формирования ТЛ льда в канале при последовательных проходах модели судна. Принципиально такой подход может позволить наиболее точно смоделировать ТЛ в канале. Однако при проведении таких экспериментов необходимо учитывать критерии моделирования, связанные с протеканием теплофизических процессов нарастания консолидированного слоя в ТЛ. В указанной работе эти критерии не рассматривались, что несколько снижает ценность полученных результатов. Аналогичные попытки предпринимались ранее в российских ледовых бассейнах [41].

Из вышеизложенного следует, что одной из проблем, важных для качественного проведения модельных исследований в ледовых бассейнах, является разработка технологии приготовления моделированного ТЛ, распределение по размерам которого в наибольшей степени соответствовало бы натурному. В работе [42] дополнительно высказывается мнение о том, что в ледовых бассейнах необходимо моделировать не только размеры, но и форму кусков льда. Одним из возможных способов решения указанной проблемы может служить механическая установка для приготовления ТЛ, разработанная в ледовом бассейне Крыловского центра [43]. Это устройство представляет собой установленную на буксировочной тележке конструкцию, включающую в себя вал, вращаемый электромотором с установленными на нем вращающимися Г-образными ножами. Ножи выполнены в виде отдельных модулей, насаживаемых на вал, что позволяет создавать в ледяном покрове канал требуемой ширины. Варьируя скорость движения буксировочной тележки и частоты



Рис. 4. Процесс приготовления ТЛ в ледовом бассейне [38]

Fig. 4. Process of preparation of brash ice in an ice basin [38]



Рис. 5. Внешний вид установки для приготовления ТЛ

Fig. 5. Exterior view of the device for the preparation of brash ice

вращения вала, можно добиться создания требуемого размера кусков ТЛ. Внешний вид установки показан на рис. 5.

Выше уже отмечалось, что испытания моделей проектируемых судов в ТЛ постепенно становятся обязательным элементом работы ледовых бассейнов. Имеется информация, что Ледовым комитетом Международной конференции опытовых бассейнов (ИТТС) предпринимаются попытки разработки рекомендаций по проведению таких модельных испытаний с целью их стандартизации. Одной из основных задач в этом направлении является разработка требований к размеру кусков льда, имитирующих в ледовом бассейне ТЛ, а также создание технологий их получения. Еще одной задачей, которую необходимо решить в ближайшее время, является исследование вопроса о применимости традиционных критериев моделирования для условий ТЛ [44].

ИЗУЧЕНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ДВИЖИТЕЛЕЙ С ТЕРТЫМ ЛЬДОМ

Большинство исследований особенностей взаимодействия движителей судов с ТЛ носит экспериментальный характер и выполнено в ледовых бассейнах. Первые исследования были выполнены финскими специалистами [45, 46]. Для таких испытаний часто используется установка испытаний моделей гребных винтов в «свободной воде» [47].

В работе [45] описываются результаты экспериментов, в которых слой льда имитировался пластиковыми пластинками. Испытания проводились с четырьмя моделями гребных винтов, которые отличались дисковым и шаговым отношениями. Основной результат, полученный в работе, заключается в том, что при наличии имитаторов льда в широком диапазоне изменения поступи коэффициент момента гребных винтов значительно возрос, коэффициент упора в среднем не изменился, хотя наблюдалось его небольшое снижение при малой поступи.

В работе [46] описаны исследования, проводимые в ледовом бассейне с моделированным столбчатым льдом. Для проведения исследований в бассейне был создан равномерно восторщенный слой льда. Необходимо отметить, что размеры обломков льда в этом слое могли существенно превышать размеры льдин, характерные для ТЛ. Испытывались также 4 модели гребных винтов с различными значениями дискового и шагового отношений. В качественном отношении полученные результаты совпадают с данными работы [45].

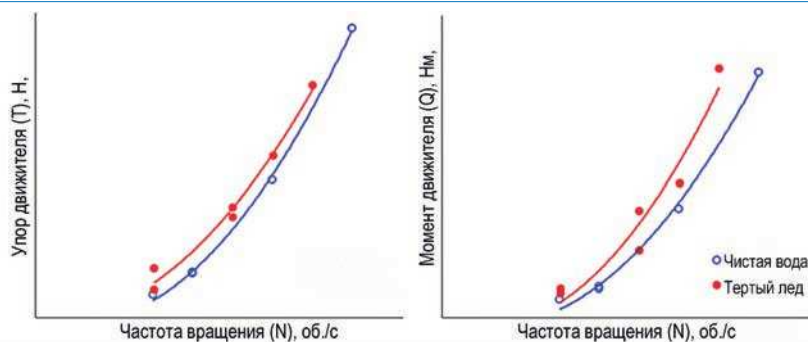


Рис. 6. Типичные зависимости упора и момента движителя за корпусом модели, движущейся в ТЛ [44]

Fig. 6. Typical dependences of the thrust and the moment of the propeller behind the body of the model moving in the brash ice [44]

Исследованию возможности использования в условиях ТЛ малых судов Береговой обороны США, которые не способны сами разрушать лед, посвящена работа [48]. Основной ее целью было исследование работоспособности традиционных для малых судов двигательных комплексов в условиях возможного попадания к ним ТЛ. В результате авторы рекомендовали относительно безопасные скорости движения (не более 5 узлов), при которых вероятность поломки движителей мала.

В настоящее время специальные исследования взаимодействия движителей с ТЛ не проводятся. В результате проведения в ледовых бассейнах испытаний с моделями, оборудованными работающими движителями, получают информацию о характере взаимодействия гребного винта с ТЛ [29, 44]. На рис. 6 показаны типичные зависимости упора и момента движителя при самоходных испытаниях модели в ТЛ.

Теоретическому изучению работы гребного винта в ТЛ посвящена всего одна работа [49]. В этой работе на основании традиционных подходов, разработанных в теории движителей, предпринята попытка рассчитать «гидродинамические» характеристики гребного винта, взаимодействующего с ТЛ. Основной идеей этой работы является описание внешней среды (ТЛ) как очень вязкой жидкости. Авторы работы использовали теоретическое решение, приведенное в известном курсе Л.Д. Ландау и М.Е. Лифшица, а также исследования Де Каролиса и др. [50], которые изучали эффективную вязкость начальных форм плавучего льда в гравитационных волнах. В результате в работе выполнено численное моделирование характеристик гребного винта В4 Вагенингенской серии [51] (дисковое и шаговое отношения равны 0,7) при трех значениях кинематической вязкости ν , $2,5\nu$ и 1000ν , где ν — кинематическая вязкость воды. Результаты расчетов показали, что увеличение вязкости в 2,5 раза не оказывает заметного влияния на характеристики гребного винта. При значении вязкости 1000ν и толщине слоя ТЛ, равного 0,2 его диаметра винта, авторы получили, что коэффициент момента винта возрастает на 15–30 %, а коэффициент упора уменьшается на 10–15 %. Данные расчета были сопоставлены с результатами эксперимента, приведенного в работе [40], и показали хорошее совпадение. С точки зрения автора обзора, основным недостатком рассматриваемой работы является использованное описание ТЛ как вязкой жидкости. Континуальное описание в случае взаимодействия элемента лопасти с ТЛ не подходит. Характерный размер ТЛ (примерно 0,3 м, максимальный

1 м) сопоставим с длиной хорды профиля лопасти. По-видимому, для описания воздействия ТЛ на профиль необходимо использовать другие подходы.

К сожалению, необходимо констатировать, что объем выполненных экспериментальных и теоретических исследований особенностей работы движителей судов в ТЛ явно недостаточен для дальнейшего развития исследований ходкости судов в ТЛ. В этом важном направлении необходимо продолжать исследования, в первую очередь экспериментальные, т. к. новые опытные данные позволят создать адекватные математические модели происходящих процессов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе выполнен обзор исследований, посвященных изучению движения судов в ТЛ. Эта проблематика в настоящий момент является актуальной в связи с постоянно развивающимся объемом морских перевозок в ледовых условиях. Наиболее остро этот вопрос стоит при рассмотрении движения судов по каналам, проложенным в неподвижных или малоподвижных льдах, а также на акваториях портов. Массы ТЛ, образующиеся при интенсивном движении судов, могут стать непреодолимым препятствием для судоходства.

Результаты обзора показывают, что основное внимание исследователей уделяется изучению закономерностей формирования ледового сопротивления судна, движущегося в ТЛ. При этом преследуется цель разработки точных методов прогнозирования мощности энергетической установки, необходимой для поддержания заданной скорости движения в этих условиях. Кроме этого, знание законов воздействия ТЛ на корпус судна позволяет проводить оптимизацию формы корпуса, направленную на снижение ледового сопротивления. В последнее время стал повышаться интерес к оптимизации работы движителей в различных ледовых условиях, что связано с необходимостью минимизации вредных выбросов в атмосферу [52].

Изучение взаимодействия судна и ТЛ еще далеко от своего завершения. Можно с уверенностью прогнозировать, что работы в этом направлении будут продолжены. По мнению автора, в ближайшее время возникнет практическая задача создания судов, главным назначением которых будет эффективная работа в условиях ТЛ. К таким судам в первую очередь будут относиться суда технического флота, предназначенные для работы в портах, а также суда, эксплуатирующиеся на внутренних водных путях и осуществляющие прибрежное плавание. Возможно, создание таких судов потребует разработки новых форм обводов корпуса и новых решений в области их движительного комплекса.

Другим важным направлением исследований является дальнейшее физико-географическое изучение ледяных каналов, заполненных льдом, включая изучение физико-механических свойств ТЛ. Такие исследования крайне важны для изучения ледовой ходкости, т. к. дают исходную информацию для построения математических моделей. В вопросе изучения свойств ледяных каналов, заполненных ТЛ, возможна кооперация специалистов по изучению ледяных образований с ледовыми бассейнами. Первые интересные результаты таких совместных исследований изложены в работах [36, 53].

Конфликт интересов. Автор не имеет конфликта интересов.

Финансирование. Исследование выполнено по Проекту SIMREC “Simulator for Improving Cross-border Oil Spill Response in Extreme Conditions”. Проект софинансируется Европейским Союзом, Российской Федерацией и Республикой Финляндия.

Competing interests. The author have no competing interests.

Financing. Study was implemented within project SIMREC “Simulator for Improving Cross-border Oil Spill Response in Extreme Conditions”. Project are co-funded by the European Union, the Russian Federation and the Republic of Finland.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Безопасность плавания во льдах / А.П. Смирнов, Б.С. Майнагашев, В.А. Голохвастов, Б.М. Соколов. М.: Транспорт, 1993. 335 с.
2. Сазонов К.Е. Развитие ледовой ходкости судов в XXI веке // Труды Крыловского государственного научного центра. 2018. Вып. 2 (384). С. 9–28. doi: 10.24937/2542-2324-2018-2-384-9-28.
3. Mellor M. Ship resistance in thick brash ice // Cold Reg. Sci. Technol. 1980. V. 3 (4). P. 305–321.
4. Kannari P. Measurements of characteristics and propulsion performance of a ship in old ice-clogged channels // Proc. of the 7 International Conference on Port and Ocean Engineering in Arctic Conditions, POAC-83, Espoo, Finland. 1983. V. II. P. 600–619.
5. Sandkvist J. Brash ice behaviour in frequented ship channels. WREL report series A. University of Luleå. 1986. V. 139. 132 p.
6. Ettema R., Huang H.-P. Ice Formation in Frequently Transited Navigation Channels. CRREL Special Report 90-40. 1990. 120 p.
7. Riska K., Wilhelmson M., Englund K., Leiviska T. Performance of Merchant Vessels in the Baltic. Winter Navigation Research Board, Res. Rpt. 1997. V. 52. 72 p.
8. Karulin E.B., Karulina M.M., Tarovik O.V. Analytical Investigation of Navigation Channel Evolution in Severe Ice Conditions // Proceedings of Ocean and Polar Engineering Conference ISOPE-2018, Sapporo, Japan. URL: https://www.researchgate.net/publication/326190461_Analytical_Investigation_of_Navigation_Channel_Evolution_in_Severe_Ice_Conditions (дата обращения 05.12.2021).
9. Riska K., Bridges R., Shumovskiy S., Thomas C., Coche E., Bonath V., Tobie A., Chomatas K., Caloba Duarte de Oliveira R. Brash ice growth model — development and validation // Cold Regions Science and Technology. 2019. V. 157. P. 30–41. doi.org/10.1016/j.coldregions.2018.09.004.
10. Ettema R., Urroz-Aguirre E. Friction and cohesion in ice rubble reviewed // Cold Regions Engineering. 1991. V. 12. P. 317–326.
11. Bonath V., Zhaka V., Sand B. Field measurements on the behavior of brash ice // Proceedings of the 25th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 9–13, 2019, Delft, The Netherlands. URL: https://www.researchgate.net/publication/41321807_Field_measurements_on_the_behavior_of_brash_ice (дата обращения 05.12.2021).
12. Matala R., Skogström T. Soil mechanics measurement methods applied in model brash ice // Proceedings of the 25th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 9–13, 2019, Delft, The Netherlands. URL: https://www.researchgate.net/publication/353637533_The_effect_of_ice_fragment_shape_on_model-scale_brash_ice_material_properties_for_ship_model_testing (дата обращения 05.12.2021).
13. Matala R. Investigation of model-scale brash ice properties // Ocean Engineering. 2021. V. 225. doi.org/10.1016/j.oceaneng.2020.108539
14. Riska K. The background of the powering requirements in the Finnish — Swedish ice class rules // Maritime Research Seminar’99, VVT Symposium 199, Espoo, Finland. 2000. P. 91–106.
15. Juva M., Riska K. On the power requirement in the finnish-swedish ice class rules. Winter Navigation Research Board, Res. Rpt. 2002. V. 53. 81 p.
16. Ice Class Regulations and the Application Thereof TRAFICOM/68863/03.04.01.00/2021. URL: <https://www.traficom.fi/en/transport/maritime/ice-classes-ships> (дата обращения 05.12.2021).

17. Цытович Н.А. Механика грунтов. М.: Высшая школа, 1973. 280 с.
18. Lee J., Kim G., Kim I., Kim D., Byun B. Effect of inter-particle strength on K0 correlation for granular materials // Proceedings of the 5th International Conference on Geotechnical and Geophysical Site Characterisation, ISC 2016 Australian Geomechanics Society, Sydney, Australia. Australian Geomechanics Society. 2016. P. 1003–1008.
19. Сазонов К.Е. Морская ледотехника. СПб.: СПбГМТУ, 2019. 311 с.
20. Таровик О.В. Модели для прогнозирования параметров рейсов судов в Арктике: существующие подходы и возможные пути развития // Арктика: экология и экономика. 2021. Т. 11. С. 422–435.
21. Ritvanen H. Analysis of the influence of the channel profile validating the power requirement in the finnish-swedish ice class rules. Winter Navigation Research Board, Res. Rpt. 2014. V. 66. 25 p.
22. Bridges R. Geometric Model on the Evolution of Brash Ice Channels // Proceedings of the Thirtieth International Ocean and Polar Engineering Conference Shanghai, China, October 11–16, 2020. P. 617–621. URL: https://www.researchgate.net/publication/344774965_Hydrodynamic_analysis_of_a_floating_hybrid_renewable_energy_system (дата обращения 05.12.2021).
23. Karulina M.M., Karulin E.B., Tarovik O.V. Extension of FSICR method for calculation of ship resistance in brash ice channel // Proceedings of the 25th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 9–13, 2019, Delft, The Netherlands. URL: https://www.researchgate.net/publication/333967969_Extension_of_FSICR_method_for_calculation_of_ship_resistance_in_brash_ice_channel (дата обращения 05.12.2021).
24. Dobrodeev A.A., Sazonov K.E. Ice resistance calculation method for a ship sailing via brash ice channel // Proceedings of the 25th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 9–13, 2019, Delft, The Netherlands. URL: https://www.researchgate.net/publication/335263770_Ice_resistance_of_ships_in_brash_ice_channel_calculation_method (дата обращения 05.12.2021).
25. Добродеев А.А., Сазонов К.Е. Метод расчета ледового сопротивления судна при движении в канале тертого льда // Труды Крыловского государственного научного центра. 2019. № 3 (389). С. 11–21. doi: 10.24937/2542-2324-2019-3-389-11-21.
26. Hopkins M.A. Four stages of pressure ridging // J. Geophys. Res. 1998. V. 103 (C10). P. 21883–21891.
27. Hansen E., Loset S. Modeling floating offshore units moored in broken ice: model description // Cold Regions Science and Technology. 1999. V. 29. P. 97–106.
28. Lau M., Lawrence K.P., Rothenburg L. Discrete element analysis of ice loads on ships and structures // Ships and Offshore Structures. 2011. V. 6 (3). P. 211–221.
29. Van den Berg M., Lubbad R. The application of a non-smooth discrete element method in ice rubble modelling // Proceedings of the 23rd International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 14–18, 2015 Trondheim, Norway. URL: https://www.researchgate.net/publication/283095075_The_application_of_a_non-smooth_discrete_element_method_in_ice_rubble_modelling (дата обращения 05.12.2021).
30. Servin M., Wang D., Lacoursière C., Bodin K. Examining the smooth and nonsmooth discrete element approaches to granular matter // Int. J. Numer. Methods Eng. 2014. URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/nme.4612> (дата обращения 05.12.2021).
31. Metrikin I., Løset S. Nonsmooth 3D discrete element simulation of a drillship in discontinuous ice // Proceedings of the 22nd International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 9–13, 2013. Espoo, Finland. URL: https://www.researchgate.net/publication/256842759_Nonsmooth_3D_Discrete_Element_Simulation_of_a_Drillship_in_Discontinuous_Ice (дата обращения 05.12.2021).
32. Konno A., Nakane A., Kanamori S. Validation of numerical estimation of brash ice channel resistance with model test // Proceedings of the 22nd International Conference on Port and Ocean

- Engineering under Arctic Conditions June 9–13, 2013. Espoo, Finland. URL: https://www.poac.com/Papers/2013/pdf/POAC13_143.pdf (дата обращения 05.12.2021).
33. Guo C.Y., Zhang Z.T., Tian T. P., Li X.Y., Zhao D.G. Numerical Simulation on the Resistance Performance of Ice-Going Container Ship Under Brash Ice Conditions // *China Ocean Eng.* 2018. V. 32. № 5. P. 546–556. doi: <https://doi.org/10.1007/s13344-018-0057-2>.
34. Koivurova J. Simulation of Ship-Ice Interaction in a Brash Ice Channel. M. Sc. Thesis. Aalto University, 2020. URL: <https://aalto.fi/handle/123456789/42697> (дата обращения 05.12.2021).
35. Luo W., Jiang D., Wu T., Guo C., Wang Ch., Deng R., Dai S. Numerical simulation of an ice-strengthened bulk carrier in brash ice channel. URL: <https://www.semanticscholar.org/paper/Numerical-simulation-of-an-ice-strengthened-bulk-in-Luo-Jiang/e70263687be90c853fd28207b069bd3d712cab2> (дата обращения 05.12.2021).
36. Bridges R., Riska K., Suominen M., Haase A. Experimental Tests on Brash Ice Channel Development // *Proceedings of the Thirtieth International Ocean and Polar Engineering Conference Shanghai, China, October 11–16. 2020. P. 639–643.*
37. Matala R. Channel resistance in full scale and in model scale. Winter Navigation Research Board, Res. Rpt. 2020. V. 107. 20 p.
38. Jeong S.-Y., Jang J., Kang K.-J., Kim H.-S. Implementation of ship performance test in brash ice channel // *Ocean Engineering.* 2017. V. 140. P. 57–65.
39. Matsuzawa T., Shimoda H., Wako D., Uto S., He Q., Watanabe S. Load-Varying Methods for Ship Power Estimation in Brash Ice Channel by Ice Tank Model Test // *Proceedings of the 24th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 11–16, 2017, Busan, Korea.* URL: https://www.poac.com/Papers/2017/pdf/POAC17_124_Takatashi.pdf (дата обращения 05.12.2021).
40. Wang J., Lau M., Lee C. J., Cho S.-R. Modeling of Brash Ice Channel and Tests with Model CCGS Terry Fox // *International Journal of Offshore and Polar Engineering.* 2009. V. 19. P. 206–213.
41. Krupina N., Chernov A., Likhomanov V., Maksimova P., Savitskaya A. The ice tank study of ice performance of a large LNGC in the old channel // *Proceedings of the 22nd International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 9–13, 2013. Espoo, Finland.* URL: <https://www.poac.com/Proceedings/2021/POAC21-032.pdf> (дата обращения 05.12.2021).
42. Matala R., Gong H. The effect of ice fragment shape on model-scale brash ice material properties for ship model testing // *Proceedings of the 26th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 14–18, 2021, Moscow, Russia.* URL: https://www.researchgate.net/publication/353637533_The_effect_of_ice_fragment_shape_on_model-scale_brash_ice_material_properties_for_ship_model_testing (дата обращения 05.12.2021).
43. Сазонов К.Е., Добродеев А.А., Чепраков Н.В., Нечаев Д.А., Кильдеев Р.И. Устройство для образования канала моделируемого ледяного покрова в ледовом опытовом бассейне. Патент на изобретение 2737841 C1, 03.12.2020. Заявка № 2020111377 от 17.03.2020.
44. Von Bock und Polach R., Molyneux D. Model ice: a review of its capacity and identification of knowledge gaps // *Proceedings of the ASME 2017 36th International Conference on Ocean, Offshore and Arctic Engineering OMAE2017 June 25–30, 2017, Trondheim, Norway.* URL: https://www.researchgate.net/publication/318093280_Model_Ice_A_Review_of_its_Capacity_and_Identification_of_Knowledge_Gaps (дата обращения 05.12.2021).
45. Kostilainen V. Performance of marine propellers in ice-clogged channels. Winter Navigation Research Board, Res. Rpt. 1981. V. 33. 26 p.
46. Juurmaa K., Segercrantz H. On Propulsion and its Efficiency in Ice // *Sixth Ship Technology and Research (STAR) Symposium, Proceedings SNAME, Ottawa, 1981. P. 229–237.*
47. Борусевич В.О., Русецкий А.А., Сазонов К.Е., Соловьев И.А. Современные гидродинамические лаборатории. СПб.: ФГУП «Крыловский государственный научный центр», 2019. 316 с.

48. Haskins K.L., Courville Z.R., Sodhi D.S., Stanley J.M., Zabilansky L.J., Story J.M. Interaction between Brash Ice and Boat Propulsion Systems. Cold Regions Research and Engineering Laboratory US Army Engineer Research and Development Center, ERDC TR-14-1. 2014. 85 p.
49. Karulina M.M., Karulin E.B. Analytical investigation of propeller operation in brash ice // Proceedings of the 26th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 14–18, 2021, Moscow, Russia. URL: <https://www.poac.com/Proceedings/2021/POAC21-032.pdf> (дата обращения 05.12.2021).
50. De Carolis G., Olla P., Pignagnoli L. Effective viscosity of grease ice in linearized gravity waves // J. Fluid Mechanics. 2005. V. 535. P. 369–381.
51. Справочник по теории корабля. Т. 1. Гидродинамика. Сопротивление движению судов. Судовые движители. Л.: Судостроение, 1985. 768 с.
52. Eronen H., Riska K. Possibilities to decrease the attained EEDI of the finnish merchant ships. Winter Navigation Research Board, Res. Rpt. 2014. V. 78. 26 p.
53. Bridges R., Riska K., Haase A. Experimental Tests on the Consolidation of Broken and Brash Ice // Proceedings of the 25th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 9–13, 2019, Delft, The Netherlands. URL: https://www.researchgate.net/publication/337007935_Experimental_Tests_on_the_Consolidation_of_Broken_and_Brash_Ice (дата обращения 05.12.2021).

REFERENCES

1. Bezopasnost' plavaniia vo l'dakh. Ice navigation safety. Ed. Smirnov A.P., Mainagashev B.S., Golokhvastov V.A., Sokolov B.M. Moscow: Transport, 1993: 335 p. [In Russian].
2. Sazonov K.E. The development of ice-going ships in the XXI century. *Trudy Krylovskogo gosudarstvennogo nauchnogo tsentra*. Proceedings of the Krylov State Scientific Center, 2018, 2 (384): 9–28. [In Russian]. doi: 10.24937/2542-2324-2018-2-384-9-28.
3. Mellor M. Ship resistance in thick brash ice. Cold Reg. Sci. Technol. 1980, 3 (4): 305–321.
4. Kannari P. Measurements of characteristics and propulsion performance of a ship in old ice-clogged channels. Proc. of the 7 International Conference on Port and Ocean Engineering in Arctic Conditions, POAC-83, Espoo, Finland, 1983, II: 600–619.
5. Sandkvist J. Brash ice behaviour in frequented ship channels. WREL report series A, University of Luleå, 1986, 139: 132 p.
6. Ettema R., Huang H.P. Ice Formation in Frequently Transited Navigation Channels. CRREL Special Report 90-40. 1990: 120 p.
7. Riska K., Wilhelmson M., Englund K., Leiviska T. Performance of Merchant Vessels in the Baltic. Winter Navigation Research Board, Res. Rpt. 1997, 52: 72 p.
8. Karulin E.B., Karulina M.M., Tarovik O.V. Analytical Investigation of Navigation Channel Evolution in Severe Ice Conditions. Proceedings of Ocean and Polar Engineering Conference ISOPE-2018, Sapporo, Japan. Available at: https://www.researchgate.net/publication/326190461_Analytical_Investigation_of_Navigation_Channel_Evolution_in_Severe_Ice_Conditions (accessed 05.12.2021).
9. Riska K., Bridges R., Shumovskiy S., Thomas C., Coche E., Bonath V., Tobie A., Chomatas K., Caloba Duarte de Oliveira R. Brash ice growth model — development and validation. Cold Regions Science and Technology. 2019, 157: 30–41 doi.org/10.1016/j.coldregions.2018.09.004.
10. Ettema R., Urroz-Aguirre G.E. Friction and cohesion in ice rubble reviewed. Cold Regions Engineering. 1991, 12: 317–326.
11. Bonath V., Zhaka V., Sand B. Field measurements on the behavior of brash ice. Proceedings of the 25th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 9–13,

- 2019, Delft, The Netherlands. Available at: https://www.researchgate.net/publication/41321807_Field_measurements_on_the_behavior_of_brash_ice (accessed 05.12.2021).
12. *Matala R., Skogström T.* Soil mechanics measurement methods applied in model brash ice. Proceedings of the 25th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 9–13, 2019, Delft, The Netherlands. Available at: https://www.researchgate.net/publication/353637533_The_effect_of_ice_fragment_shape_on_model-scale_brash_ice_material_properties_for_ship_model_testing (accessed 05.12.2021).
13. *Matala R.* Investigation of model-scale brash ice properties. *Ocean Engineering*. 2021, 225. doi: [org/10.1016/j.oceaneng.2020.108539](https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2020.108539).
14. *Riska K.* The background of the powering requirements in the Finnish — Swedish ice class rules. Maritime Research Seminar '99, VVT Symposium 199, Espoo, Finland. 2000: 91–106.
15. *Juva M., Riska K.* On the power requirement in the finnish-swedish ice class rules. Winter Navigation Research Board, Res. Rpt. 2002, 53: 81 p.
16. Ice Class Regulations and the Application Thereof TRAFICOM/68863/03.04.01.00/2021. Available at: <https://www.traficom.fi/en/transport/maritime/ice-classes-ships> (accessed 05.12.2021).
17. *Tsytoich N.A. Mekhanika gruntov.* Soil mechanics. Moscow.: *Vysshaia shkola*, 1973: 280 p. [In Russian].
18. *Lee J., Kim G., Kim I., Kim D., Byun B.* Effect of inter-particle strength on K0 correlation for granular materials. Proceedings of the 5th International Conference on Geotechnical and Geophysical Site Characterisation, ISC 2016 Australian Geomechanics Society, Sydney, Australia. 2016: 1003–1008.
19. *Sazonov K.E. Morskaiia ledotekhnika.* Marine ice engineering. St. Petersburg: SPbGMTU, 2019: 311 p. [In Russian].
20. *Tarovich O.V.* Models to predict the parameters of ship voyages in the Arctic: existing approaches and possible ways of development. *Arktika: ekologiya i ekonomika*. Arctic: Ecology and Economy. 2021, 11 (3): 422–435. [In Russian]. doi: [10.25283/2223-4594-2021-3-422-435](https://doi.org/10.25283/2223-4594-2021-3-422-435).
21. *Ritvanen H.* Analysis of the influence of the channel profile validating the power requirement in the finnish-swedish ice class rules. Winter Navigation Research Board, Res. Rpt. 2014, 66: 25 p.
22. *Bridges R.* Geometric Model on the Evolution of Brash Ice Channels. Proceedings of the Thirtieth International Ocean and Polar Engineering Conference Shanghai, China, October 11–16, 2020: 617–621. Available at: https://www.researchgate.net/publication/344774965_Hydrodynamic_analysis_of_a_floating_hybrid_renewable_energy_system (accessed 05.12.2021).
23. *Karulina M.M., Karulin E.B., Tarovich O.V.* Extension of FSICR method for calculation of ship resistance in brash ice channel. Proceedings of the 25th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 9–13, 2019, Delft, The Netherlands. Available at: https://www.researchgate.net/publication/333967969_Extension_of_FSICR_method_for_calculation_of_ship_resistance_in_brash_ice_channel (accessed 05.12.2021).
24. *Dobrodeev A.A., Sazonov K.E.* Ice resistance calculation method for a ship sailing via brash ice channel. Proceedings of the 25th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 9–13, 2019, Delft, The Netherlands. Available at: https://www.researchgate.net/publication/335263770_Ice_resistance_of_ships_in_brash_ice_channel_calculation_method (accessed 05.12.2021).
25. *Dobrodeev A., Sazonov K.* Ice resistance of ships in brash ice channel: calculation method. *Trudy Krylovskogo gosudarstvennogo nauchnogo tsentra*. Transactions of the Krylov State Research Centre. 2019, 3 (389): 11–21. [In Russian]. doi: [10.24937/2542-2324-2019-3-389-11-21](https://doi.org/10.24937/2542-2324-2019-3-389-11-21).
26. *Hopkins M.A.* Four stages of pressure ridging. *J. Geophys. Res.* 1998, 103(C10): 21883–21891.
27. *Hansen E., Loset S.* Modeling floating offshore units moored in broken ice: model description. *Cold Regions Science and Technology*. 1999, 29: 97–106.

28. Lau M., Lawrence K.P., Rothenburg L. Discrete element analysis of ice loads on ships and structures. *Ships and Offshore Structures*. 2011, 6 (3): 211–221.
29. Van den Berg M., Lubbad R. The application of a non-smooth discrete element method in ice rubble modelling. Proceedings of the 23rd International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 14–18, 2015 Trondheim, Norway. Available at: https://www.researchgate.net/publication/283095075_The_application_of_a_non-smooth_discrete_element_method_in_ice_rubble_modelling (accessed 05.12.2021).
30. Servin M., Wang D., Lacoursière C., Bodin K. Examining the smooth and nonsmooth discrete element approaches to granular matter. *Int. J. Numer. Methods Eng.* Available at: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/nme.4612> (accessed 05.12.2021).
31. Metrikin I., Løset S. Nonsmooth 3D discrete element simulation of a drillship in discontinuous ice. Proceedings of the 22nd International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 9–13, 2013. Espoo, Finland. Available at: https://www.researchgate.net/publication/256842759_Nonsmooth_3D_Discrete_Element_Simulation_of_a_Drillship_in_Discontinuous_Ice <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/nme.4612> (accessed 05.12.2021).
32. Konno A., Nakane A., Kanamori S. Validation of numerical estimation of brash ice channel resistance with model test. Proceedings of the 22nd International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 9–13, 2013. Espoo, Finland. Available at: https://www.poac.com/Papers/2013/pdf/POAC13_143.pdf (accessed 05.12.2021).
33. Guo C.Y., Zhang Z.T., Tian T.P., Li X.Y., Zhao D.G. Numerical Simulation on the Resistance Performance of Ice-Going Container Ship Under Brash Ice Conditions. *China Ocean Eng.* 2018, 32 (5): 546–556. doi: <https://doi.org/10.1007/s13344-018-0057-2>.
34. Koivurova J. Simulation of Ship-Ice Interaction in a Brash Ice Channel. M. Sc. Thesis. Aalto University. Available at: <https://aaltoodoc.aalto.fi/handle/123456789/42697> (accessed 05.12.2021).
35. Luo W., Jiang D., Wu T., Guo C., Wang Ch., Deng R., Dai S. Numerical simulation of an ice-strengthened bulk carrier in brash ice channel. Available at: <https://www.semanticscholar.org/paper/Numerical-simulation-of-an-ice-strengthened-bulk-in-Luo-Jiang/e70263687be90c853fd28207b069bd3d712cabc2> (accessed 05.12.2021).
36. Bridges R., Riska K., Suominen M., Haase A. Experimental Tests on Brash Ice Channel Development. Proceedings of the Thirtieth. International Ocean and Polar Engineering Conference Shanghai, China, October 11–16. 2020: 639–643.
37. Matala R. Channel resistance in full scale and in model scale. Winter Navigation Research Board, Res. Rpt. 2020, 107: 20 p.
38. Jeong S.-Y., Jang J., Kang K.-J., Kim H.-S. Implementation of ship performance test in brash ice channel. *Ocean Engineering*. 2017, 140: 57–65. dx.doi.org/10.1016/j.oceaneng.2017.05.008.
39. Matsuzawa T., Shimoda H., Wako D., Uto S., He Q., Watanabe S. Load-Varying Methods for Ship Power Estimation in Brash Ice Channel by Ice Tank Model Test. Proceedings of the 24th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 11–16, 2017, Busan, Korea. Available at: https://www.poac.com/Papers/2017/pdf/POAC17_124_Takatoshi.pdf (accessed 05.12.2021).
40. Wang J., Lau M., Lee C.J., Cho S.-R. Modeling of Brash Ice Channel and Tests with Model CCGS Terry Fox. *International Journal of Offshore and Polar Engineering*. 2009, 19: 206–213.
41. Krupina N., Chernov A., Likhomanov V., Maksimova P., Savitskaya A. The ice tank study of ice performance of a large LNGC in the old channel. Proceedings of the 22nd International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 9–13, 2013. Espoo, Finland. Available at: <https://www.poac.com/Proceedings/2021/POAC21-032.pdf> (accessed 05.12.2021).
42. Matala R., Gong H. The effect of ice fragment shape on model-scale brash ice material properties for ship model testing. Proceedings of the 26th International Conference on Port and Ocean Engineering

under Arctic Conditions June 14–18, 2021, Moscow, Russia. Available at: https://www.researchgate.net/publication/353637533_The_effect_of_ice_fragment_shape_on_model-scale_brash_ice_material_properties_for_ship_model_testing <https://www.poac.com/Proceedings/2021/POAC21-032.pdf> (accessed 05.12.2021).

43. Sazonov K.E., Dobrodeev A.A., Cheprakov N.V., Nechaev D.A., Kildeev R.I. *Ustroistvo dlia obrazovaniia kanala modeliruemogo ledianogo pokrova v ledovom opytovom basseine*. A device for forming a channel of a simulated ice cover in an ice experimental basin. Patent for invention 2737841 C1, 03.12. Application No. 2020111377 dated 17.03.2020.

44. Von Bock und Polach R., Molyneux D. Model ice: a review of its capacity and identification of knowledge gaps. Proceedings of the ASME 2017 36th International Conference on Ocean, Offshore and Arctic Engineering OMAE2017 June 25–30, 2017, Trondheim, Norway. Available at: https://www.researchgate.net/publication/318093280_Model_Ice_A_Review_of_its_Capacity_and_Identification_of_Knowledge_Gaps (accessed 05.12.2021).

45. Kostilainen V. Performance of marine propellers in ice-clogged channels. Winter Navigation Research Board, Res. Rpt. 1981, 33: 26 p.

46. Juurmaa K., Segercrantz H. On Propulsion and its Efficiency in Ice. Sixth Ship Technology and Research (STAR) Symposium, Proceedings SNAME, Ottawa, 1981: 229–237.

47. Borusevich V.O., Rusetsky A.A., Sazonov K.E., Soloviev I.A. *Sovremennye gidrodinamicheskie laboratorii*. Modern hydrodynamic laboratories. St. Petersburg: FSUE “Krylov State Scientific Center”, 2019: 316 p. [In Russian].

48. Haskins K.L., Courville Z.R., Sodhi D.S., Stanley J.M., Zabilansky L.J., Story J.M. Interaction between Brash Ice and Boat Propulsion Systems. Cold Regions Research and Engineering Laboratory US Army Engineer Research and Development Center, ERDC TR-14-1. 2014: 85 p.

49. Karulina M.M., Karulin E.B. Analytical investigation of propeller operation in brash ice. Proceedings of the 26th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 14–18, 2021, Moscow, Russia. Available at: <https://www.poac.com/Proceedings/2021/POAC21-032.pdf> (accessed 05.12.2021).

50. De Carolis G., Olla P., Pignagnoli L. Effective viscosity of grease ice in linearized gravity waves. J. Fluid Mechanics. 2005, 535: 369–381.

51. *Spravochnik po teorii korablia. T. 1. Gidrodinamika. Soprotivlenie dvizheniiu sudov. Sudovye dvizhiteli*. Handbook of ship theory. In three volumes. V. 1. Hydrodynamics. Resistance to ship traffic. Ship propellers. Leningrad: Sudostroenie, 1985. [In Russian].

52. Eronen H., Riska K. Possibilities to decrease the attained EEDI of the finnish merchant ships. Winter Navigation Research Board, Res. Rpt. 2014, 78: 26 p.

53. Bridges R., Riska K., Haase A. Experimental Tests on the Consolidation of Broken and Brash Ice. Proceedings of the 25th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 9–13, 2019, Delft, The Netherlands. Available at: https://www.researchgate.net/publication/337007935_Experimental_Tests_on_the_Consolidation_of_Broken_and_Brash_Ice (accessed 05.12.2021).

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ»

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

Все материалы направляются в редакцию в электронном виде он-лайн через личный электронный кабинет автора на сайте журнала <https://www.aagresearch.science>. Авторы должны представить текст статьи со вставленными рисунками, а также отдельно оригинальные файлы рисунков (см. требования к рисункам), Акт экспертизы о возможности публикации статьи в открытой печати и файл с полными сведениями об авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), место работы (полный адрес), ученая степень, должность, адрес электронной почты и телефон одного из авторов для связи. Рекомендуемый объем статей — от 8 до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков не более 6, таблиц не более 6. Текст набирается в формате Microsoft Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5. Страницы в статье нумеруются.

Все поступающие материалы проходят проверку на отсутствие заимствований в соответствии с этическими правилами публикаций.

Все статьи проходят двойное рецензирование.

Публикация в нашем журнале полностью бесплатна.

Структура статьи

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

В *списке литературы* (под заголовком «Список литературы») ссылки на литературу нумеруются последовательно, в соответствии с порядком их первого упоминания в тексте. Приводятся только опубликованные работы. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках на номера списка, через запятую с пробелом: [1, 7, 23–27]. Статья должна содержать ссылки на все работы, приведенные в списке литературы. Количество источников должно быть не менее 10. Обращаем внимание на недопустимость включения в список литературы изданий, выпущенных без ISSN- или ISBN-кодов (этим часто грешат сборники материалов конференций (тезисы или доклады), а также авторефератов диссертаций и диссертаций, архивных и 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 10.12.2021
Формат 70×100 1/16
Тираж 80

Печать цифровая
Печ. л. 7,25
Заказ №

Отпечатано ИП Келлер Т.Ю.,
194044, Россия, Санкт-Петербург, ул. Менделеевская, 9.

Signed to print 10.12.2021
Format 70×100 1/16
Edition 80

Digital Printing
P.s. 7,25
Order No

Printed IE Keller T.Yu.,
194044, Russia, St. Petersburg, Mendeleevskaia str., 9.