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, № 1, 2021

ARCTIC AND ANTARCTIC RESEARCH

Volume 67, No 1, 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.

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@aari.ru
ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт.
Сайт журнала: https://www.aaresearch.science

Подписной индекс издания в каталоге ООО «Урал-Пресс»
48657 – на полгода

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.

Registration Certificate for the print publishing ПИ № 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 Comission in Moscow (VAK).The Journal publishes papers on the next scientific specialties of the Supreme Certification Comission: 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

СОДЕРЖАНИЕ

CONTENTS

ПАМЯТИ ИВАНА ЕВГЕНЬЕВИЧА ФРОЛОВА

4.02.1949 — 17.12.2020

17 декабря 2020 г. скончался ученый, полярник, научный руководитель Арктического и антарктического научно-исследовательского института.

В 1971 г. Иван Евгеньевич Фролов после окончания Ленинградского гидрометеорологического института начал свою трудовую деятельность в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте, где прошел путь от инженера отдела ледового режима и прогнозов до директора института (1992–2017), с сентября 2017 г. — научный руководитель института. В 1979 г. Иван Евгеньевич защитил кандидатскую диссертацию, а в 1998 г. — докторскую. В 2005 г. ему присвоено ученое звание профессора, в 2016 г. он был избран член-корреспондентом РАН. Основные области его научных интересов — морское ледоведение, полярная метеорология, океанология и климатология. Он являлся ведущим специалистом в области изучения гидрометеорологического и ледово-гидрологического режима Северного Ледовитого океана и его морей, принимал участие более чем в 30 арктических и антарктических экспедициях, в 20 из них был руководителем. Им опубликовано более 140 научных трудов в ведущих отечественных и зарубежных изданиях, он является редактором и соавтором шести монографий.

Под его непосредственным руководством была выполнена фундаментальная работа по созданию «Глобального банка цифровых данных по морскому льду», разработаны и внедрены в практику методы расчета и прогноза ледовых явлений в арктических морях, технология функционирования комплекса «Информационные базы — модели — прогноз», созданы на современных технических носителях базы расчетных и натурных данных по морским льдам, изданы справочное пособие «Морской лед» и трехтомный фундаментальный труд «Научные исследования в Арктике».

Иван Евгеньевич руководил крупными научными проектами в рамках федеральных целевых программ, в первую очередь таких, как ФЦП «Экология и природные ресурсы России», ФЦП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития науки и техники», ФЦП «Мировой океан» (подпрограммы «Исследование Мирового океана», «Освоение и использование Арктики») и др.

В период подготовки и проведения Международного полярного года 2007/08 он осуществлял научное и организационное планирование крупнейших национальных проектов, координируя деятельность более 80 отечественных научных организаций. Он был инициатором и организатором возобновления после многолетнего перерыва дрейфующих научных станций «Северный полюс», впоследствии инициировал проектирование и строительство дрейфующей научной обсерватории нового поколения — ледостойкой самодвижущейся платформы «Северный полюс». В 2019 г. он возглавил и успешно провел Комплексную экспедицию Росгидромета «Трансарктика 2019», возобновившую комплексные научные исследования в центральной части Арктического бассейна.

Возглавляя Арктический и антарктический НИИ в период с 1992 по 2017 г., Иван Евгеньевич приложил немало усилий по развитию инфраструктуры полярных исследований: построено научно-экспедиционное судно «Академик Трёшников», создана международная гидрометеорологическая обсерватория Тикси, организована обсерватория на мысе Баранова (о. Северная Земля), создан научно-методический центр «Ладога».

Иван Евгеньевич являлся главным редактором журнала «Проблемы Арктики и Антарктики», входил в состав редакционных советов журналов «Известия Географического общества», «Лед и снег», «Арктика: экология и экономика» и др.

За 50-летний период своей деятельности в институте Иван Евгеньевич был награжден орденом Трудового Красного Знамени, орденом Почета, медалью «За отличие в морской деятельности», знаками «Почетный полярник», «Почетному работнику морского флота», «Почетный работник Гидрометслужбы России», являлся лауреатом Премии Правительства Российской Федерации в области науки и техники, ему было присвоено почетное звание «Заслуженный деятель науки Российской Федерации».

Коллектив ААНИИ выражает глубокие соболезнования родным и близким Ивана Евгеньевича. Светлая память об Иване Евгеньевиче навсегда останется в наших сердцах и его делах.

IN MEMORY OF IVAN EVGENIEVICH FROLOV

4.02.1949 — 17.12.2020

On 17 December 2020, Ivan E. Frolov, researcher, polar explorer, Chief Research Supervisor of the Arctic and Antarctic Research Institute and Editor-in-Chief of our journal, died.

In 1971, Ivan Evgenievich after graduating from the Leningrad Hydrometeorological Institute, began his career at the Arctic and Antarctic Research Institute, where he rose from the position of engineer of the ice regime and forecast department to that of the director of the institute (1992–2017), from September 2017 he was Chief Research Supervisor of the Institute. In 1979, Ivan defended his first doctoral thesis, and in 1998 — his second one. In 2005 he was awarded the academic title of professor, and in 2016 he was elected corresponding member of the Russian Academy of Sciences. His main areas of research interest were marine ice science, polar meteorology, oceanology and climatology. He was a leading expert in the study of the hydrometeorological and ice-hydrological regime of the Arctic Ocean and its seas, took part in more than 30 Arctic and Antarctic expeditions, in 20 of which he was the leader. He published more than 140 research papers in leading Russian and foreign journals, he is also editor and co-author of 6 monographs.

Under his direct supervision, fundamental work was carried out on the creation of the "Global Bank of Digital Data on Sea Ice", methods for calculating and forecasting ice phenomena in the Arctic seas were developed and implemented, the technology for the operation of the "Information bases – models – forecast" complex was created, databases of calculated and field data on sea ice were developed on modern technological carriers, the reference manual "Sea Ice" and the three-volume fundamental work "Scientific Research in the Arctic" were published. Ivan led major research projects within the framework of federal target programs, the most important of which were the Federal Target Program "Ecology and Natural Resources of Russia", the Federal Target Program "Research and Development in Priority Areas of Science and Technology Development", the Federal Target

Program “World Ocean” (subprograms “Research of the World Ocean”, “Development and Use of the Arctic”), and others.

In organizing and holding the International Polar Year 2007/08 event, he carried out research and organizational planning of major national projects, coordinating the activities of more than 80 domestic scientific organizations. He was the initiator and organizer of the resumption of the drifting research stations “North Pole” after a long break, and subsequently initiated the design and construction of a drifting research observatory of a new generation — the ice-resistant self-propelled drifting platform “North Pole”. In 2019, he headed and successfully carried out the Complex Roshydromet Expedition “Transarktika-2019”, which resumed complex scientific research in the Central part of the Arctic Basin.

Heading the Arctic and Antarctic Research Institute from 1992 to 2017, Ivan made a lot of effort to develop the infrastructure of polar research: the research vessel “Akademik Tryoshnikov” was built, the international hydrometeorological observatory Tiksi was created, an observatory was organized at Cape Baranov (Severnaya Zemlya), the research and methodological center “Ladoga” was established. Ivan Evgenievich was editor-in-chief of the journal “Arctic and Antarctic Research”, a member of the editorial boards of the journals “Izvestiya Geographic Society”, “Ice and Snow”, “Arctic: Ecology and Economics”. Over the 50-year period of his activity at the institute, Ivan was awarded the Order of the Red Banner of Labor, the Order of Honor, the Medal “For Distinction in Maritime Activity”, the Badges “Honorary Polar Explorer”, “Honorary Worker of the Navy”, “Honorary Worker of the Hydrometeorological Service of Russia”, he was a winner of the Prize of the Government of the Russian Federation in the field of science and technology, he was awarded the honorary title “Honored Scientist of the Russian Federation”. The AARI team express deep condolences to the family and friends of Ivan Evgenievich.

The loving memory of Ivan Evgenievich and what he did will forever remain in our hearts.

It is highly symbolic that on December 18, the day after Ivan left us, solemn launching of the ice-resistant self-propelled drifting platform “North Pole” took place at the Admiralty Shipyards of St. Petersburg.

ОКЕАНОЛОГИЯ
OCEANOLOGY

https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-10-27
УДК 551.46.062.4

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ ORIGINAL ARTICLE

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД ПРОЛИВА ШОКАЛЬСКОГО ПО РЕЗУЛЬТАТАМ НАБЛЮДЕНИЙ НА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОМ СТАЦИОНАРЕ «ЛЕДОВАЯ БАЗА МЫС БАРАНОВА» В 2018–2019 гг.

Н.И. САВЕЛЬЕВА[1], Е.Д. ДОБРОТИНА[2], С.Б. КУЗЬМИН[2], А.Ю. ИПАТОВ[2], А.Б. ГОНЧАРОВА[3], А.П. НЕДАШКОВСКИЙ[1, 2]*

[1] — *Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия*

[2] — *ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт Санкт-Петербург, Россия*

[3]— *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*

*e_dobrotina@yahoo.com

Резюме

В соответствии с программой систематического долгосрочного мониторинга климата Арктики на НИС «Ледовая база Мыс Баранова» в 2018–2019 гг. в проливе Шокальского выполнено наблюдение гидрохимических характеристик поверхностных вод и проведен анализ причин их временной изменчивости. Выделены 4 фазы изменчивости характеристик поверхностных вод, обусловленных влиянием речного стока, процессами вертикального перемешивания, образования и таяния льда и функционированием фитопланктона в весенне-летний период. Выполнена оценка доли речных и талых вод в составе поверхностного слоя вод пролива: доля речных вод в столбе воды составляет ~ 4 %, для талых вод этот показатель близок к нулю. В периоды сильного распреснения поверхностных вод (май — июль) доля речных вод достигает десяти и более процентов.

Ключевые слова: биогенные элементы, Карское море, кислород, поверхностные воды, пролив Шокальского, речные воды, щелочность, pH.

Для цитирования: *Савельева Н.И., Добротина Е.Д., Кузьмин С.Б., Ипатов А.Ю., Гончарова А.Б., Недашковский А.П.* Изменчивость гидрохимических характеристик поверхностных вод пролива Шокальского по результатам наблюдений на научно-исследовательском стационаре «Ледовая база Мыс Баранова» в 2018–2019 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. № 1. С. 10–27. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-10-27.

Поступила 15.11.2020 **После переработки 05.02.2021** **Принята 08.02.2021**

VARIABILITY OF SURFACE WATER HYDROCHEMICAL CHARACTERISTICS IN THE SHOKALSKY STRAIT BASED ON THE RESULTS OF OBSERVATIONS AT THE "CAPE BARANOV ICE BASE" IN 2018–2019

NINA I. SAVELIEVA[1], ELENA D. DOBROTINA[2], SERGEY B. KUZMIN[2], ALEXANDER YU. IPATOV[2], ANASTASIA B. GONCHAROVA[3], ALEXANDER P. NEDASHKOVSKY[1,2]*

[1] — *V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Vladivostok, Russia*

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

[3] — *Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*

[*]*e_dobrotina@yahoo.com*

Summary

In connection with the progressing climate change in the Arctic, it is extremely important to conduct systematic long-term monitoring in the high-latitude Arctic. An important place in the network of monitoring stations is occupied by the research Station «Cape Baranov» Ice base», located on Severnaya Zemlya (in the area of the Shokalsky Strait). The article presents the results of hydrochemical observations at the Ice base from December 02, 2018 to July 15, 2019. 35 hydrochemical stations were operated from the ice of the strait in the seawater layer of 0–110 m. A significant temporal variability of the characteristics in the upper layer (0–10 m) has been recorded. Four phases of variability of the hydrochemical parameters (HP) have been identified. In December (phase 1) the HP values indicate the presence of surface waters, the origin of which we associate with the transformed river waters (TRW) of the Ob and Yenisei, coming from the Kara Sea. From January to mid-April (phase 2) the highest salinity levels and homogeneous HP are observed due to intensive vertical mixing of waters in the autumn-winter period. At the end of April — May (phase 3) there is a slight desalination of the surface layer in the Shokalsky Strait, with HP pointing to the presence of TRW. From June to July, 15 (4th phase), there is a sharp decrease in the salinity, an increase in oxygen and pH, as well as a drop in the concentration of all the biogenic elements. Such HPs indicate both additional desalination from ice and snow melting and the beginning of phytoplankton bloom. An estimation has been carried out of the proportion of TRW and waters formed during sea ice melting. The average integral proportion of TRW in the water column is ~ 4 %, and for melt water this indicator is close to zero. The influence of ice formation on the hydrochemical characteristics of the surface layers is most noticeable in the 1st and 3rd phases. During the period of strong desalination of the surface waters (May —July), the TRW proportion can reach 10 % or more. From July, the contribution of the melting of sea ice is comparable to that of TRW.

Keywords: alkalinity, dissolved oxygen, Kara Sea, nitrate, pH, river water, salinity, silicate, Shokalsky Strait, surface waters, temperature.

For Citation: *Savelieva N.I., Dobrotina E.D., Kuzmin S.B., Ipatov A.Yu., Goncharova A.B., Nedashkovsky A.P.* Variability of surface water hydrochemical characteristics in the Shokalsky strait based on the results of observations at the "Cape Baranov Ice Base" in 2018–2019. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (1): 10–27. [In Russian]. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-10-27

Received 15.11.2020 **Revised 05.02.2021** **Accepted 08.02.2021**

ВВЕДЕНИЕ

Активное освоение Арктики в последнее десятилетие вызывает острую необходимость мониторинга широкого комплекса параметров состояния системы атмосфера–суша–ледяной покров–океан. В связи с этим большую актуальность приобретают круглогодичные натурные наблюдения с упором на изучение особенностей развития сезонных процессов и формирования межгодовых изменений.

Одним из ключевых мест для проведения комплексных исследований в Арктике являются станции, расположенные на арктических архипелагах, одной из которых является научно-исследовательский стационар «Ледовая база Мыс Баранова». Стационар расположен на берегу пролива Шокальского, разделяющего острова Большевик и Октябрьской Революции архипелага Северная Земля, вблизи мыса Баранова (рис. 1) в координатах 79° 16′ с. ш., 101° 45′ в. д. После расконсервации станции в 2013 г. на ней ежегодно проводится мониторинг состояния природной среды, который предусматривает детальное исследование океанографических параметров. Однако до сих пор нет публикаций, посвященных исследованию гидрохимических особенностей структуры вод.

Водообмен между Карским морем и морем Лаптевых является важным звеном в пресноводном балансе Северного Ледовитого океана. Как отмечают авторы работы [1], пресная вода, попадающая в Северный Ледовитый океан, проходит многократные фазовые превращения «вода — лед», которые влияют на время пребывания поступающей пресной воды и на формирование стока пресной воды. Эти процессы составляют своего рода внутренний арктический гидрологический цикл, действующий вместе с внешним циклом, который составляют процессы поступления пресной воды в Арктику, ее стока в СЛО и далее в Северную Атлантику [2]. Важным вопросом в исследовании поверхностных вод Арктического бассейна является также происхождение и характеристики структуры поверхностного слоя вод Арктического бассейна. Решающими для состояния Арктического бассейна являются зимние характеристики распределения термохалинных элементов поверхностного слоя и галоклина [3].

Основными целями наших работ на стационаре «Ледовая база Мыс Баранова» в 2018–2019 гг. было получение на систематической основе информации о гидрохи-

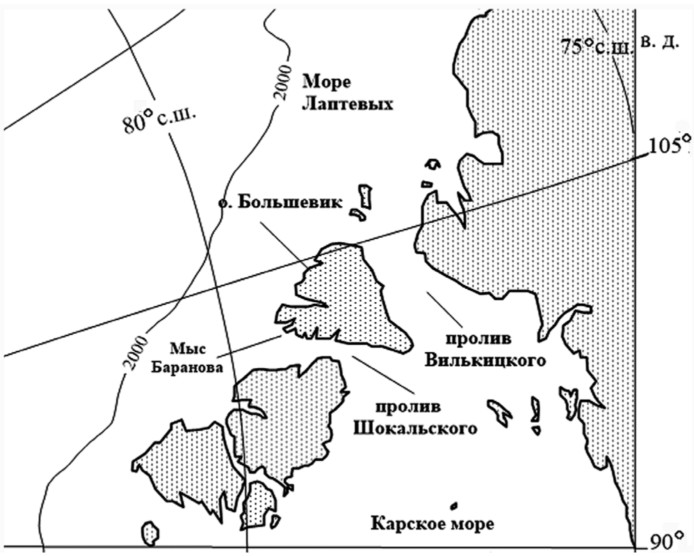

Рис. 1. Расположение стационара «Ледовая база Мыс Баранова»

Fig. 1. “Cape Baranov Ice Base” location

мических характеристиках вод в проливе Шокальского в объеме, необходимом для описания внутригодовой изменчивости этих характеристик и для использования их в качестве маркеров при изучении процессов распространения и трансформации вод и водообмена между Карским морем и морем Лаптевых.

Поверхностный слой Арктического бассейна в значительной степени формируется под влиянием стока великих сибирских рек. Это особенно относится к Карскому морю и к морю Лаптевых [4, 5]. В Карское море поступают воды крупнейших сибирских рек Обь и Енисей, которые благодаря Западно-Таймырскому течению выносятся за границы моря через проливы. Архипелаг Северная Земля служит восточной границей, разделяющей воды Карского моря и моря Лаптевых, а проливы Вилькицкого и Шокальского играют важную роль в их водообмене и транспорте «карских» вод на восток. Весной и летом в центральной части моря формируется циркуляция вод, которая аккумулирует речные воды, поступающие в период наиболее интенсивного стока. В последующий период часть этих распресненных вод перемещается в восточном направлении с прибрежным течением вдоль сибирского побережья. Часть этого течения поворачивает на север у о. Русский, достигает пролива Шокальского и следует вдоль берегов Северной Земли, а затем, несколько отклоняясь к северо-западу, замыкает северо-восточный круговорот. Скорости постоянных течений колеблются от 5 до 15 см/с. Публикации по течениям в Карском море и водообмене «карских» вод с морем Лаптевых в основном касаются отдельных районов моря в теплое время года [6, 7]. Данные по циркуляции вод в проливе Шокальского отсутствуют, поэтому мы в своих исследованиях опирались на данные численного моделирования течений и водообмена. По результатам численного моделирования перенос вод в летний период через проливы Шокальского и Вилькицкого составляет 0,51–0,7 Sv [8].

В период, когда море покрыто льдами и ветровое воздействие на водную поверхность отсутствует, основными действующими силами, поддерживающими систему постоянных течений, являются поле плотности, приливы и водообмен с прилежащими акваториями. В [9] по результатам моделирования показано, что в осенне-зимний период большое количество речных вод присутствует в районе пролива Вилькицкого и вдоль западных берегов Северной Земли, а пресные воды, покинувшие Обь-Енисейский район в мае–июне, обнаруживаются в проливе Шокальского в октябре–декабре. Таким образом, поверхностные воды пролива Шокальского должны представлять собой смесь арктических поверхностных вод и поверхностных вод Карского моря, формирующихся под сильным влиянием вод материкового стока.

Ледовая обстановка в зимний период в проливе Шокальского меняется от года к году. Согласно наблюдениям за ледовыми условиями в проливе Шокальского на стационаре «Ледовая база Мыс Баранова» в период с 2014 по 2020 г. было отмечено как полное перманентное покрытие льдом акватории пролива, так и частичное покрытие пролива льдом с наличием значительных участков открытой воды в различные зимние периоды. Наличие значительных участков открытой воды в проливе в отдельные зимние периоды связано в основном с двумя причинами. Первая причина — это позднее льдообразование в проливе, вторая причина связана с действием постоянных сильных ветров западного и северо-западного направлений, способствующих постоянному взламыванию льда. В результате постоянного льдообразования в местах взламывания льда поверхностный слой подвергается значительному осолонению. Согласно наблюдениям, полученным на стационаре «Ледовая база Мыс Баранова» повышенная соленость на данных участках сохраняется на протяжении всего зимнего периода.

Необходимо отметить, что наши наблюдения, используемые для написания статьи, проводились в зимний период, когда акватория пролива была практически полностью покрыта льдом на протяжении всего зимнего сезона.

Главная задача данной статьи — анализ причин изменчивости гидрохимических параметров верхнего 10-метрового слоя вод пролива Шокальского, наблюдаемой с начала зимы до середины лета. Гидрохимические характеристики существенно дополняют информацию о процессах, происходящих в водных массах, позволяют определить районы формирования водных масс и проследить пути их распространения. Основная трудность в использовании гидрохимических характеристик заключается в их неконсервативности. Это обстоятельство в значительной степени может быть компенсировано рассмотрением изменчивости гидрохимических характеристик в тесной связи между собой. Полученные в этой статье результаты внесут свой вклад в изучение особенностей развития сезонных процессов в Северном Ледовитом океане.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Гидрохимические исследования выполнялись в стационарной лаборатории «Ледовой базы Мыс Баранова».

Учитывая суровые климатические условия в районе станции (полярная ночь с 22 октября по 22 февраля, а полярный день — с 22 апреля по 22 августа; на протяжении полугода припайный лед; 3–4 месяца пролив забит дрейфующим льдом сплоченностью более 5 баллов, и 2–3 месяца наблюдается открытая вода или 3–4-балльный дрейфующий лед [10]), гидрохимические наблюдения на станции в проливе Шокальского выполнялись с 02 декабря 2018 г. по 15 июля 2019 г один раз в неделю. Всего выполнено 35 гидрохимических измерений в точке, расположенной в двух километрах от м. Баранова. Глубина в месте проведения наблюдений составляла 112 м. Первые пять измерений выполнены в поверхностном слое с помощью стеклянной бутылки объемом 1 л, которая открывалась на нужном горизонте (2,5, 5,5 и 10,5 м). На каждом горизонте выполнялись 2 серии взятия проб. Из 1-й бутылки вода с помощью сифонной трубки в салоне снегоболотохода переливалась в лавсановую бутылку объемом 0,5 л с соблюдением мер предосторожности, исключающих газообмен с атмосферой для последующего определения pH, силикатов и общей щелочности. 2-я полностью заполненная бутылка предназначалась для последующего определения кислорода, фосфатов, нитратов и нитритов. Пробы воды отбирались сразу после гидрологического зондирования и помещались в ящик с термоизоляционными стенками. Время взятия проб воды с трех указанных горизонтов составляло не более 50 мин. Время транспортировки в гидрохимическую лабораторию составляло около 20 мин. Кислородная склянка заполнялась водой из 2-й бутылки с помощью сифонной трубки в гидрохимической лаборатории.

Начиная с 30 декабря 2018 г., когда на месте выполнения наблюдений был поставлен отапливаемый гидрологический терминал, пробы морской воды отбирались батометрами Нискина емкостью 5 л на стандартных горизонтах. Пробы для определения биогенных веществ и pH отбирали в темные лавсановые бутылки емкостью 0,5 л. Пробы на pH отбирались сразу после отбора на кислород с предосторожностями, принятыми при отборе проб для определения содержания газов. Время отбора проб на станции составляло, как правило, 3 ч. Измерения выполнялись сразу после окончания станции.

Измерения концентраций биогенных элементов и кислорода по Винклеру выполнялись по стандартным гидрохимическим методикам [11]. Колориметрирование окрашенных проб выполнялось на отечественном фотометре КФК-3. Степень насыщения кислородом рассчитывалась по Вейсу. Величина pH определялась потенциометрически с помощью преобразователя SEVEN MULTI S80-K (Mettler Toledo, Швейцария) в закрытой (исключающей обмен CO_2 с атмосферой) термостатированной ячейке при 15,0 °C (термостат-циркулятор F-12 Julabo, Германия). Калибровка измерительного электрода выполнялась по буферным растворам, приготовленным из стандартов 1-го разряда, поставленных нам институтом метрологии ВНИИФ-3. Использовались фосфатный и тетраборатный буферные растворы с величинами pH при 25,0 °C 6,857±0,004 и 9,179±0,004 соответственно. Конструкция измерительной ячейки и подробное описание процесса измерения представлены в [12]. Ячейка заполнялась морской водой с помощью сифонной трубки сразу после открытия соответствующей бутылки. Достижение температуры термостатирования контролировалось электронным термометром GTH 175/Pt (точность измерения 0,1 °C, GHM-Greisinger, Германия), находящимся в измерительной ячейке. Единственным отличием было то, что при измерении pH морской воды использовался комбинированный стеклянный электрод ЭСК 10601 (Россия).

Щелочность определялась методом прямого титрования соляной кислотой со смешанным индикатором по Бруевичу [11]. Объем титруемой пробы составлял 50 мл. Калибровка выполнялась по раствору карбоната натрия, приготовленному по точной навеске. Для титрования использовалась калиброванная бюретка 10 мл с автоматическим нулем с точностью снятия показаний 0,01 мл. Дозирование раствора выполнялось с помощью магнитного клапана от блока автоматического титрования БАТ-15. Ошибка определения щелочности морской воды составляла 0,004 мэкв/л. При выполнении расчетов использовались соленость и температура морской воды по результатам зондирования (СТД-зонд SBE19+). На последних станциях (июнь–июль) в верхней части водного слоя (0–20 м) наблюдался высокий градиент солености. В таких случаях выполнялось измерение солености непосредственно в отобранной пробе морской воды.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В период наблюдений верхняя часть водного слоя имела отрицательную температуру, близкую к температуре замерзания морской воды, причем толщина этой части водного слоя увеличивалась от ~ 10 м в декабре до ~ 20–25 м в конце апреля. Температура воды под этим слоем изменялась от –0,543 °C до –1,667 °C, составляя в среднем на глубине более 50 м –1,12 ± 0,37 °C (рис. 2). С января по май наблюдалась трехслойная структура вод: однородный 10-метровый слой холодной воды, близкой к замерзанию, термоклин до глубины 50 м и придонные «теплые воды». Температура придонных вод на глубине более 100 м составляла −0, 95 ± 0,24 °C, а соленость 34,26 ± 0,04 psu. Согласно [1, 13] присутствие теплого придонного слоя указывает на наличие ядра вод, которые, по-видимому, можно отнести к трансформированным атлантическим водам, проникающим из моря Лаптевых вдоль восточного склона каньона в пр. Шокальского.

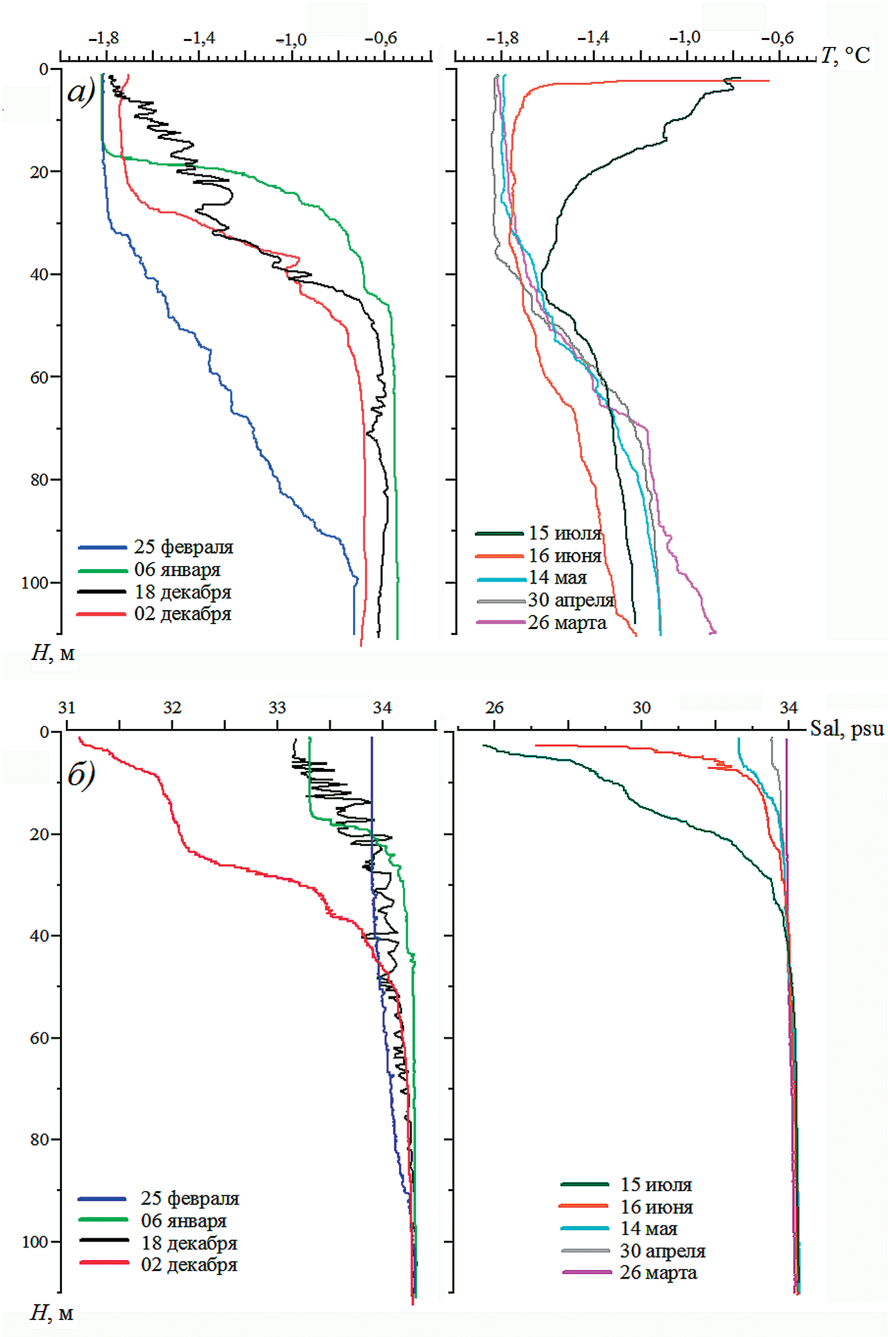

Рис. 2. Вертикальные профили температуры (*а*) и солености (*б*) на станции «Ледовая база Мыс Баранова» (с января по июль 2019 г.)

Fig. 2. The vertical profiles of temperature (*а*) and salinity (*б*) at "Cape Baranov Ice Base"

Таблица

Значения гидрохимических характеристик на горизонтах 5 и 100 м

Table

Values of hydrochemical characteristics at 5 and 100 m horizons

Параметр	Горизонт 5 м			Горизонт 100 м		
	Среднее	Минимум	Максимум	Среднее	Минимум	Максимум
θ, °C	–1,72±0,18	–1,850	–0,926	–0,95±0,24	–1,323	–0,543
Sal, psu	32,9±1,3	27,431	33,983	34,26±0,04	34,144	34,389
NTA, мэкв/кг	2,38±0,04	2,337	2,503	2,328±0,005	2,316	2,338
Si, мкмоль/кг	5,4±1,7	3,6	8,6	4,9±0,4	4,3	5,5
O_2, мкмоль/кг	355±23	335	421	318±4	310	324
NO_3^-, мкмоль/кг	3,4±1,3	0,1	4,5	5,8±0,3	5,2	6,2
pH при 15 °C	7,88±0,04	7,84	7,99	7,87±0,01	7,85	7,88

Охлаждение теплого придонного слоя завершилось в конце апреля, далее его температура испытывала незначительные колебания. В результате конвекции происходило перемешивание вод по вертикали (см. рис. 2), температурные градиенты сглаживались, а соленость изменялась незначительно.

Как показал анализ гидрологической структуры вод, выполненный на основе полученных данных в предыдущие годы наблюдений [14], структура вод в местах зондирования носит неустойчивый характер не только в весенне-летний, но и в зимний период. Отмечались значительные миграции слоев термоклина и пикноклина, изменения в них градиентов и мощности самих слоев, что, вероятнее всего, вызвано приливно-отливными течениями, которые носят реверсивный характер.

Для более точной характеристики вод поверхностного слоя и уточнения их генезиса рассмотрим гидрохимические параметры, полученные по данным наших наблюдений на станции в 2018–2019 гг.

В таблице представлены средние за период наших наблюдений значения температуры, солености, нормированной щелочности (NTA = 35·(TA/Sal), силикатов, кислорода, нитратов и pH, характерные для поверхностных и глубинных вод.

Из данных, приведенных в таблице, видно, что наибольшие вариации гидрохимических характеристик и солености наблюдаются в поверхностных водах. Временной ход гидрохимических характеристик позволяет выделить четыре периода изменчивости поверхностных вод, продолжительность которых показана на графике солености (рис. 3*а*).

В декабре (1-я фаза) в поверхностном слое наблюдаются распресненные воды, характеризующиеся повышенными значениями NTA и Si, являющихся маркерами речных вод. На рис. 4*а* показаны зависимости NTA и TA от солености для начального периода наблюдений на горизонтах 2, 5 и 10 м.

Зависимость между общей щелочностью и соленостью аппроксимируется линейным уравнением (m = 41, R^2 = 0,96):

$$TA = 0{,}034 \cdot Sal + 1{,}13, \quad (1)$$

где TA — общая щелочность, мэкв/кг; Sal — соленость воды, psu.

Уравнение (1) описывает изменение щелочности при смешении двух типов вод. Если распреснение морской воды вызывается речным стоком, то свободный член в уравнении является оценкой щелочности речной воды. Если в распреснении дополнительно участвуют воды, получающиеся при таянии льда и снега, величина свобод-

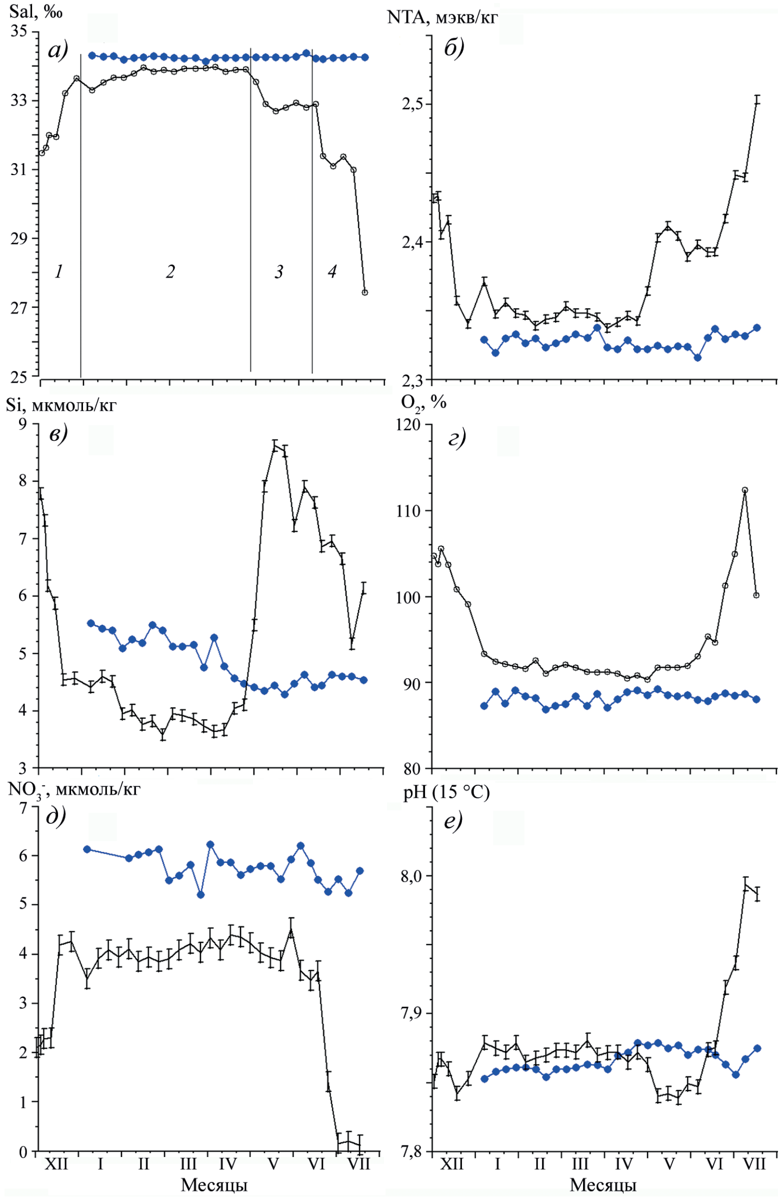

Рис. 3. Изменчивость солености и гидрохимических характеристик поверхностных вод (5 м — черный) и глубинных вод (100 м — синий)

а — соленость; *б* — нормированная щелочность; *в* — содержание кремния; *г* — степень насыщения кислородом; *д* — содержание нитратов; *е* – значение pH. На горизонте 5 м для NTA, Si, NO_3^- и pH показана погрешность измерений (стандартное отклонение)

Fig. 3. Variations of salinity and hydrochemical characteristics at 5 m horizon (black) and 100 m depth (blue).

а — salinity; *б* — NTA; *в* — dissolved inorganic silicate concentration; *г* — oxygen saturation; *д* — nitrate concentration; *е* — pH. Standard deviations for NTA, Si, NO_3^- and pH are shown at 5 m horizon ного члена будет меньше щелочности речной воды, а если соленость морской воды увеличивается вследствие образования льда, величина свободного члена будет выше щелочности речной воды [15]. Полученное значение свободного члена 1,1 мэкв/кг хорошо согласуется со средней годовой концентрацией неорганического углерода, поступающего с водами Оби и Енисея, равной 1,15 ммоль/л [16]. Поскольку основной формой неорганического углерода в речных водах, как правило, являются гидрокарбонат-ионы, концентрация неорганического углерода 1,15 ммоль/кг может быть принята в качестве оценки средней щелочности речных вод, поступающих в Карское море из Оби и Енисея. Этот факт позволяет предположить, что распреснение, наблюдаемое в 1-ю фазу, может быть вызвано стоком Оби и Енисея.

В поверхностном слое в декабре наблюдалось пересыщение вод кислородом (рис. 3*г*), причем наибольший кислород наблюдался на горизонте 10 м (степень насыщения достигала 130 %). Наряду с этим в декабре поверхностные воды имели пониженную концентрацию нитратов (рис. 3*д*). Такие гидрохимические показатели характерны для периода активного функционирования фитопланктона, продолжающегося в Карском море до октября [17]. Следовательно, наблюдаемый в декабре поверхностный слой в проливе Шокальского формировался в «летнюю» фазу речного стока. Отметим, что «след» фотосинтеза, наблюдаемый отчетливо в декабре, на наш взгляд, свидетельствует о последующей трансформации поверхностного слоя, обусловленной образованием льда (увеличивается процентное содержание растворенного кислорода за счет уменьшения его растворимости, а за счет сдвига равновесия в карбонатной системе, вызванного изменением констант равновесия и падением растворимости CO_2, увеличивается $P(CO_2)$ и уменьшается pH; действительно, высокому содержанию кислорода должно было бы соответствовать более высокое значение pH, чем то, которое наблюдается в эту фазу, рис. 3*е*). Летние поверхностные воды Карского моря формируются не только при участии речного стока в Карском море, но и при участии вод, образовавшихся при таянии морского льда в летний сезон (Карское море большую часть года покрыто льдом). Из этого следует, что свободный член в уравнении регрессии щелочности на соленость в летний период должен быть меньше щелочности речных вод, участвующих в формировании поверхностного слоя. В рассматриваемом случае этого не происходит. Данное обстоятельство подтверждает предположение, что поверхностные воды, наблюдаемые нами в декабре, подверглись трансформации при образовании льда. Сохранение поверхностного слоя с необычными характеристиками вплоть до декабря обусловлено тем, что практически сразу после прекращения продукционного периода юго-восточная часть Карского моря начинает покрываться льдом [18], причем высокое распреснение поверхностных горизонтов в начальный период образования льда препятствует глубокой конвекции, что позволяет поверхностным водам в этом районе сохранить след фотосинтеза — пересыщение кислородом. Простой расчет показывает, что даже при расстоянии 800–900 км от эстуария р. Енисей и Обской губы при скорости течения 8–10 см/с (упомянутой нами выше) распресненные осенние воды достигнут м. Баранова за 90–120 суток (т. е. в декабре).

В течение января–марта (2-я фаза) наблюдается наибольшая соленость поверхностных вод, наименьшие силикаты и нормированная щелочность. Величины гидрохимических характеристик поверхностного слоя наиболее близки к величинам гидрохимических характеристик вод нижележащих горизонтов, что характерно для условий, в которых имеет место активное вертикальное перемешивание. NTA в поверхностных слоях и в эту фазу выше NTA на горизонте 100 м, что свидетельствует о влиянии (вкладе) речных вод, хотя не проявляющемся столь контрастно вследствие глубокого вертикального перемешивания. Силикаты, наблюдаемые в поверхностном слое в течение этой фазы, меньше силикатов на горизонте 100 м. Данное обстоятельство не должно рассматриваться как противоречащее предположению о вкладе речных вод. Это связано с тем, что силикаты в поверхностном слое интенсивно ассимилируются диатомеями и вследствие этого силикатный след речного стока ослабевает быстрее, чем щелочной. По этой причине можно предположить, что поверхностные воды, наблюдаемые в рассматриваемую фазу, распространяются не непосредственно из Обь-Енисейского района, а из районов, в которых силикатный след сильно ослаблен.

3-я фаза начинается в конце апреля, когда в течение приблизительно 20 дней происходит распреснение верхней части водного слоя, сохраняющееся примерно до середины июня, причем изменения температуры в этот промежуток времени не наблюдается. Здесь, как и в начале декабря, распреснение сопровождается заметным ростом силикатов и нормированной щелочности. Это свидетельствует о том, что распреснение вызывается речными водами. Характер изменения TA и NTA с изменением солености в поверхностном слое (рис. 4*б*), показывает, что между ростом NTA и уменьшением солености в рассматриваемый период существует высокая корреляция, коэффициент детерминации $R_2 = 0{,}98$. Зависимость между общей щелочностью и соленостью в водном слое 2–10 м в данном случае аппроксимируется уравнением ($m = 27$, $R^2 = 0{,}74$):

$$\mathrm{TA} = 0{,}016 \cdot \mathrm{Sal} + 1{,}73, \qquad (2)$$

где TA — общая щелочность мэкв/кг; Sal — соленость воды, psu.

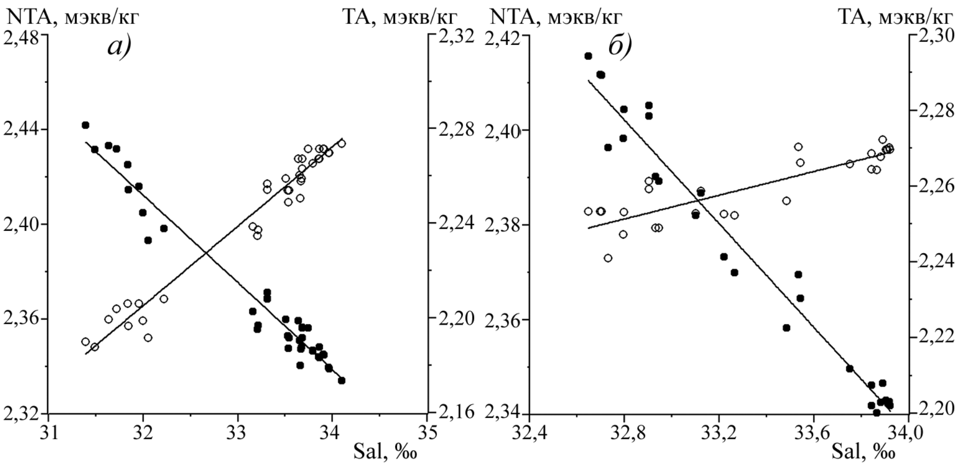

Рис. 4. Зависимость от солености нормированной общей щелочности, NTA (черные кружки) и общей щелочности, TA (белые кружки) в поверхностном слое 2–10 м.

а — с декабря 2018 г. по февраль 2019 г.; *б* — с апреля по май 2019 г.

Fig. 4. Relationship between salinity and NTA (black circles), and total alkalinity TA (white circles) in the upper layer 2–10 m:

а — December, 2018 —February, 2019; *б* — April–May, 2019

В отличие от декабрьского периода для 3-й фазы свободный член в уравнении (2) заметно больше, чем щелочность Оби и Енисея, что может быть обусловлено образованием морского льда [9]. Время, необходимое для распространения пресных вод из Обь-Енисейского района в пролив Шокальского, как отмечалось выше, составляет 90–120 суток, следовательно, наблюдаемые поверхностные воды должны формироваться в январе. В зимний сезон гидрохимические характеристики речных вод, имеющих высокое содержание органического вещества, в значительной степени определяются его окислением, что вызывает рост давления CO_2 и, как результат, — падение pH и уменьшение кислорода. Концентрация кислорода вследствие газообмена меняется существенно быстрее, чем концентрация CO_2. По этой причине pH сохраняет след окисления органического вещества значительно дольше, чем концентрация кислорода, что объясняет, почему уменьшение pH, наблюдаемое в этот период (см. рис. 3*е*), не сопровождается падением кислорода. Несмотря на то, что расход речных вод зимой заметно ниже, чем весной и летом [16], след зимнего речного стока может быть обнаружен. Начиная с некоторой толщины льда скорость его роста оказывает слабое влияния на перемешивание верхнего слоя морской воды. Акватория Карского моря покрыта льдом заметной толщины с середины февраля [18], с этого времени, на наш взгляд, могут создаваться условия, благоприятствующие распространению поверхностного распресненного слоя в течение длительного времени, позволяющие наблюдать его в проливе Шокальского.

Начиная с середины июня происходит особенно резкое уменьшение солености поверхностного слоя, продолжавшееся и на момент окончания наблюдений, 4-я фаза. В этот период, в отличие от 1-й и 3-й фаз, на фоне уменьшения солености происходит уменьшение концентрации силикатов. Понижение силикатов сопровождается ростом кислорода, насыщение которого в начале июля превышало 110 % на горизонтах 2 и 5 м (с января по май оно составляло немногим более 90 %). Одновременно нитраты, концентрация которых на горизонте 5 м в январе–мае составляла ~ 4,2 мкмоль/кг, в июле исчезают почти полностью, составляя всего 0,1–0,2 мкмоль/кг (рис. 3*д*). Происходящие изменения (рост кислорода и исчезновение нитратов) являются следствием наступившего цветения фитопланктона. Это подтверждается резким увеличением pH (см. рис. 3*е*). Зависимость между общей щелочностью и соленостью для этого интервала времени описывается уравнением (3), $m = 19$, $R^2 = 0{,}97$:

$$TA = 0{,}059 \cdot Sal + 0{,}3, \qquad (3)$$

из которого следует, что щелочность вод, распресняющих поверхностный слой, значительно меньше щелочности речных вод, участвующих в формировании поверхностного слоя в Арктических морях. Данный факт свидетельствует о том, что в конце июня и в июле в распреснение наблюдаемых морских вод дополнительный вклад вносят тающий лед и снег, питающий речки о. Большевик, которые имеют вследствие этого очень низкую щелочность (менее 0,2 мэкв/кг, по нашим наблюдениям). Следует отметить, что участие в распреснении снега и льда может дополнительно уменьшить концентрацию силикатов, поскольку лед и особенно снег содержат их очень мало.

Оценка доли речных вод в проливе Шокальского

Можно оценить долю речных вод в проливе Шокальского в период наших наблюдений при допущении, что наблюдаемые воды формируются при смешении трех типов вод: атлантических вод, речных вод и вод, образующихся при таянии морского льда, решая систему из трех уравнений [19]:

$$\alpha \cdot S_{реч} + \beta \cdot S_{лед} + \gamma \cdot S_{атл} = S, \quad (4)$$

$$\alpha \cdot TA_{реч} + \beta \cdot TA_{лед} + \gamma \cdot TA_{атл} = TA, \quad (5)$$

$$\alpha + \beta + \gamma = 1, \quad (6)$$

где $S_{реч}$, $S_{лед}$, $S_{атл}$, S — соленость речных, талых, атлантических и наблюдаемых поверхностных вод; $TA_{реч}$, $TA_{лед}$, $TA_{атл}$, TA — общая щелочность речных, талых, атлантических и наблюдаемых поверхностных вод; α, β, γ — доля речных, талых и атлантических вод в наблюдаемых поверхностных водах.

В отличие от [12] здесь для выполнения оценок приняты следующие характеристики вод, участвующих в смешении: среднее для вод Оби и Енисея TA = 1,15 мэкв/кг, Sal = 0,1 psu [16]; для атлантических вод TA = 2,304±0,004 мэкв/кг, Sal = 34,96±0,02 psu (данные для АВ, поступающих в котловину Нансена из пролива Фрама, получены одним из нас в 26-м рейсе НЭС «Академик Федоров» и в экспедиции СП-35); для однолетнего льда TA = 0,345, Sal = 5 psu [20]. Полученные оценки слабо зависят от характеристик льда и сильно зависят от щелочности речной воды. При уменьшении TA речных вод на 20 % оценка доли речных вод увеличивается приблизительно на 25 % для глубинных вод и для летних поверхностных вод приблизительно на 30 %. Как видно на рис. 5, речные воды наблюдаются в проливе Шокальского в течение всего периода наблюдений во всей водной толще. В глубинном слое (горизонт 100 м) доля речных вод составляет ~ 1,5 %. Для сравнения: доля речных вод в поверхностном слое в котловине Нансена западнее 45° в.д., не подверженной прямому воздействию речного стока (рис. 5*а*), не более 1 % [12]. В фазы 1-ю, 3-ю и 4-ю доля речных вод на поверхностных горизонтах достигает

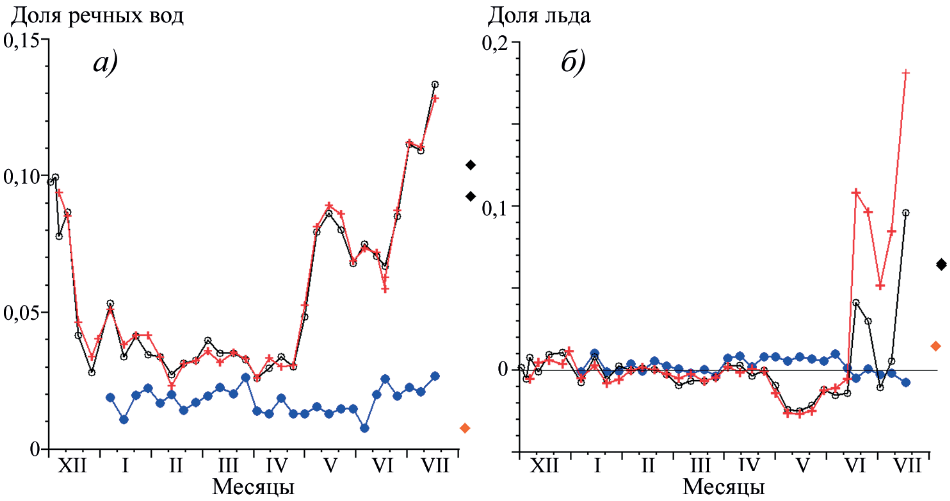

Рис. 5. Доля речных вод (*а*) и талых вод (льда) (*б*) в поверхностном слое (2 м — красный, 5 м — черный) и в глубинных водах (100 м — синий). Ромбики в правой части рисунков соответствуют поверхностным горизонтам в проливе Шокальского в августе 2007 г. (черный) и в котловине Нансена западнее 45° в. д. в апреле–июне 2008 г. (оранжевый)

Fig. 5. Fraction of river water (*a*) and ice-melting waters (*б*) in the upper layer (2 m — red, 5 m— black) and in deep water (100 m — blue). The rhombi on the right-hand sides of the graphs are the upper layers in the Shokalsky Strait, August, 2007 (black) and in the Nansen Basin west of 45° E, April–June, 2008 (orange)

10 % и более, существенно превышая величину 3–4 %, характерную для большей части зимнего периода, когда водная толща наблюдаемых вод максимально перемешана. Заметная доля речных вод в поверхностном слое в проливе Шокальского наблюдалась также в августе 2007 г. в 26-м рейсе НЭС «Академик Федоров» (рис. 5*а*).

Средняя интегральная доля речных вод в столбе воды от поверхности до дна в период с января по май составляет 0,03 ± 0,004 (m = 23). С начала июня, когда в поверхностном слое доля речных вод становится велика, она начинает возрастать и в столбе воды, достигая в конце наших наблюдений в середине июля величины 0,05. Поскольку высокая доля речных вод летнего происхождения наблюдается на периферии Карского моря еще в декабре, можно предположить, что это имеет место в течение всего промежутка времени с июня по декабрь, а значит, доля речной воды в столбе воды в этот промежуток времени может составлять ~ 0,05. Если это так, средняя годовая доля речных вод в столбе воды составит ~ 0,04.

Доля талых вод (рис. 5*б*) в глубинном слое (горизонт 100 м) в проливе Шокальского в пределах ошибки измерения равна нулю. Это же имеет место и в поверхностном слое в 1-ю и 2-ю фазы. В 3-ю фазу на поверхностных горизонтах она отрицательная (–0,03), что является явным следствием образования льда. В 4-ю фазу, когда начинается интенсивное таяние льда, доля талых вод сравнивается с долей речных вод, превышая 0,10. В августе 2007 г. доля талых вод на поверхностном горизонте в проливе Шокальского составляла 0,06–0,07 (см. рис. 5*б*). Доля талых вод в поверхностном слое в котловине Нансена западнее 45° в. д. в весенне-летний период 2008 г. (см. рис. 5*б*) не более 0,015 [12]. Выше отмечалось, что поверхностные воды, наблюдаемые в декабре, трансформированы за счет образования морского льда, хотя доля талой воды не принимает отрицательные значения, она близка к нулю. Это может объясняться тем обстоятельством, что в декабре наблюдаются поверхностные воды летнего происхождения, которые изначально должны содержать заметную долю талых вод. Понижение доли талых вод практически до нуля как раз и является следствием образования морского льда. Средняя интегральная доля талых вод во всей толще водного слоя за период наблюдений в пределах ошибки измерений равна нулю. Отсутствие отрицательных значений доли талых вод, по-видимому, свидетельствует о том, что распреснение, вызываемое речным стоком в среднем компенсирует изменение солености, обусловленное образованием морского льда.

Можно показать, что средняя годовая оценка доли речных вод, полученная нами в проливе Шокальского, вполне реальна. Общий материковый сток в Карское море составляет 1350 км^3/год (0,043 Св) [16]. Годовая оценка общего выноса вод из Карского моря по результатам численного моделирования составляет ~ 1,8 Св [8]. Тогда средняя доля речных вод в Карском море при условии их полной и равномерной аккумуляции в бассейне моря, α, составит 0,043/1,8 = 0,024. Это по порядку величины удовлетворительно согласуется с нашей оценкой, выполненной в проливе Шокальского. То, что наша оценка в 1,7 раза выше, может объясняться тем, что речные воды, поступающие в Карское море, главным образом распространяются в восточном направлении.

ВЫВОДЫ

Вертикальное распределение гидрологических характеристик в проливе Шокальского вблизи мыса Баранова характеризуется значительной сезонной изменчивостью. В период наблюдений с декабря 2018 г. по июль 2019 г. наиболее сильная изменчивость химических параметров вод отмечалась в поверхностном слое. Комплексный анализ этих параметров, в первую очередь нормированной общей щелочности и силикатов как маркеров речных вод, а также нитратов, кислорода и pH, позволил выделить 4 фазы временной изменчивости гидрохимических характеристик в поверхностном слое:

1-я фаза — декабрь, в течение которого при пониженной солености наблюдаются высокие силикаты и NTA, пересыщение кислородом, пониженные нитраты. Это происходит вследствие поступления в пролив Шокальского поверхностных вод, формируемых в Карском море в «летний» сезон под влиянием стока Оби и Енисея;

2-я фаза — январь — первая половина апреля. В этот период соленость поверхностных вод наибольшая, поверхностный слой имеет наибольшую толщину, а силикаты и нормированная щелочность имеют наименьшие за период наших наблюдений значения. В эту фазу в проливе Шокальского распространяются поверхностные воды, сформированные в период интенсивного вертикального перемешивания в осенне-зимний период;

3-я фаза — конец апреля — май, в течение которого начинающееся распреснение сопровождается быстрым ростом силикатов и NTA на фоне уменьшения pH. В этот период времени в районе наблюдений в проливе Шокальского наблюдаются поверхностные воды, в формировании которых участвует зимний речной сток;

4-я фаза — с июня до конца наблюдений (15 июля). В это время происходит значительное и резкое уменьшение солености, рост NTA, при одновременном возрастании кислорода и pH, а также падении концентраций всех биогенных веществ, включая силикаты, что объясняется распреснением, дополнительно вызываемым тающим льдом и снегом, а также начавшимся цветением фитопланктона.

Выполнена оценка доли речных вод и вод, образующихся при таянии морского льда. Средняя годовая доля речных вод в столбе воды составляет ~ 4 %, для талых вод этот показатель близок к нулю. В период заметного распреснения поверхностных вод (декабрь, май–июль) доля речных вод достигает десяти и более процентов. Таяние морского льда, начинающееся в июле, дает вклад в распреснение поверхностного слоя до 10 %, что сравнимо с вкладом речных вод. Влияние образования льда на гидрохимические характеристики поверхностного слоя наиболее заметно в 1-ю и 3-ю фазы.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Финансирование. Работа выполнена в рамках плановой научной тематики ААНИИ по теме 1.5.3.3 ЦНТП Росгидромета.

Благодарности. Авторы благодарят за поддержку администрацию Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН и лабораторию полярных и морских исследований им. О.Ю. Шмидта.

Competing interests. The authors have no competing interests.

Funding. This work was carried out as a part of the AARI planned scientific topic under the project 1.5.3.3 of the Targeted Scientific and Technical Program (TSTP) of Roshydromet.

Acknowledgements. The authors are grateful for the support to the administration of the V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute and the Otto-Schmidt-Laboratory for Polar and Marine Research at the AARI.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев Г.В., Пнюшков А.В., Смирнов А.В., Вязилова А.Е., Глок Н.И.* Влияние притока из Атлантики на содержание пресной воды в верхнем слое Арктического бассейна // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 4. С. 363–388.

2. *Alekseev G.V., Bulatov L.V., Zakharov V.F.* Fresh water freezing/melting cycle in the Arctic Ocean. The Freshwater Budget of the Arctic Ocean / Ed. Lewis E.L. et al. Kluwer Academic Press, 2000. P. 589–608.

3. *Чернявская Е.А., Тимохов Л.А., Карпий В.Ю., Малиновский С.Ю.* Межгодовая изменчивость характеристик поверхностного слоя и галоклина Арктического бассейна // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 4. С. 404–426.

4. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. Л.: Главное управление навигации и океанографии МО СССР, 1980. 184 с.

5. *Алекин О.А., Бражникова Л.В.* Сток растворенных веществ с территории СССР. М.: Наука, 1964. 144 с.

6. *Osadchiev A.A., Pisareva M.N., Spivak E.A. Shchuka S.A., Semiletov I.P.* Freshwater transport between the Kara, Laptev, and East-Siberian seas // Scientific Reports. 2020. V. 10. 13041. doi:10.1038/s41598-020-70096-w.

7. *Kubryakov A., Stanichny S., Zatsepin A.* River plume dynamics in the Kara Sea from altimetry-based lagrangian model, satellite salinity and chlorophyll data // Remote Sensing of Environment. 2016. V. 176. P. 177–187. doi:10.1016/j.rse.2016.01.020.

8. *Panteleev G., Proshutinsky A., Kulakov M., Nechaev D.A., Maslowski W.* Investigation of the summer Kara Sea circulation employing a variational data assimilation technique // J. Geophys. Res. 2007. № 112. C04S15. doi:10.1029/2006JC003728.

9. *Harms I.H., Karcher M.J., Dethleff D.* Modelling Siberian river runoff — implications for contaminant transport in the Arctic Ocean // Journal of Marine Systems. 2000. V. 27. P. 95–115.

10. *Бородкин В.А.* Краткие результаты работы зимовочного состава и сезонных групп на НИС «Ледовая база Мыс Баранова» в 2015–2016 годах // Российские полярные исследования. 2017. № 1 (27). С. 12–17.

11. Современные методы гидрохимических исследований океана. М.: ИО АН СССР, 1992. 200 с.

12. *Недашковский А.П.* Гидрохимическая изменчивость в верхнем квазиоднородном слое вдоль траектории дрейфа станции «Северный полюс 35» // Океанология. 2012. Т. 52. № 4. С. 498–508.

13. *Макштас А.П., Соколов В.Т.* Научно-исследовательский стационар «Ледовая база Мыс Баранова» — летний полевой сезон 2014 г. // Российские полярные исследования. 2014. № 3 (17). С. 10–12.

14. *Бородкин В.А., Ковалев С.М., Шушлебин А.И.* Пространственная неоднородность строения ровного припайного льда в районе научно-исследовательского стационара «Ледовая база Мыс Баранова» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 4. С. 351–364.

15. *Yamamoto-Kawai M., Tanaka N., Pivovarov S., Timokhov L.A.* Freshwater and brine behaviors in the Arctic Ocean deduced from historical data of δ^{18}O and alkalinity (1935–2002 AD) // J. Geophys. Res. 2005. № 110. C1. P. C10003.1–C10003.16.

16. *Романкевич Е.А., Ветров А.А.* Цикл углерода в арктических морях России. М.: Наука, 2001. 302 с.

17. *Демидов А.Б., Шеберстов С.В., Гагарин В.И., Хлебопашев П.В.* Сезонная изменчивость первичной продукции фитопланктона Карского моря по спутниковым данным // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 103–117.

18. Обзорные ледовые карты СЛО. URL: http://www.aari.ru/main.php?lg=0&id=94 (дата обращения 16.05.2020).

19. *Anderson L.G., Jutterstrom S., Kaltin S.* Variability in river runoff distribution in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. C01016. doi: 10.1029/2003JC001773.

20. *Недашковский А.П., Хведынич С.В. Петровский Т.В.* Щелочность морского льда высокоширотной Арктики (наблюдения на дрейфующей станции «Северный полюс-34») и оценка роли арктического льды в обмене CO_2 // Океанология. 2009. Т. 49. № 1. С. 61–69.

REFERENCES

1. *Alekseev G.V., Pniushkov A.V., Smirnov A.V., Viazilova A.E., Glok N.I.* Influence of inflow from the Atlantic on the fresh water content in the upper layer of the Arctic basin. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (4): 363–388. [In Russian].

2. *Alekseev G.V., Bulatov L.V., Zakharov V.F.* Fresh water freezing/melting cycle in the Arctic Ocean. The Freshwater Budget of the Arctic Ocean. Ed. Lewis E.L. et al. Kluwer Academic Press, 2000: 589–608.

3. *Cherniavskaia E.A., Timokhov L.A., Karpiy V.Y., Malinovskiy S.Y.* Interannual variability of parameters of the Arctic Ocean surface layer and halocline. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (4): 404–426. [In Russian].

4. *Atlas Okeanov. Severniy Ledovitiy Okean.* Atlas of the Arctic Ocean. Main Department of Navigation and Oceanography of the USSR Ministry of Defense, 1980: 184 p. [In Russian].

5. *Alekin O.A., Brazhnikova L.V. Stok rastvorennykh veschesnv s territorii SSSR*. Discharge of dissolved substances from the territory of the USSR. Moscow: Nauka, 1964: 144 p. [In Russian].

6. *Osadchiev A.A., Pisareva, M.N., Spivak, E.A. Shchuka S.A., Semiletov I.P.* Freshwater transport between the Kara, Laptev, and East-Siberian seas. Sci Rep. 2020, 10: 13041. doi:10.1038/s41598-020-70096-w.

7. *Kubryakov A., Stanichny S., Zatsepin A.* River plume dynamics in the Kara Sea from altimetry-based lagrangian model, satellite salinity and chlorophyll data. Remote Sensing of Environment. 2016, 176: 177–187. doi:10.1016/j.rse.2016.01.020.

8. *Panteleev G., Proshutinsky A., Kulakov M., Nechaev D.A., Maslowski W.* Investigation of the summer Kara Sea circulation employing a variational data assimilation technique. J. Geophys. Res. 2007, 112: C04S15. doi:10.1029/2006JC003728.

9. *Harms I.H., Karcher M.J. Dethleff D*. Modelling Siberian river runoff — implications for contaminant transport in the Arctic Ocean. Journal of Marine Systems. 2000, 27: 95–115.

10. *Borodkin V.A.* Brief results of the work of the wintering personnel and seasonal teams on the “Cape Baranov Ice base” in 2015–2016. *Rossiyskie polyarnye issledovaniya.* Russian Polar Investigations. 2017, 1 (27): 12–17. [In Russian].

11. *Sovremennye metody gidrokhimicheskikh issledovanii okeana*. Modern methods of hydrochemical ocean research. Moscow: P. P. Shirshova Institute of Oceanology Academy of Sciences of USSR, 1992: 200 p. [In Russian].

12. *Nedashkovsky A.P.* Hydrochemical variability in the surface mixed layer along the drift path of the North Pole 35 Station. Oceanology. 2012, 4 (52): 467–477.

13. *Makshtas A.P., Sokolov V.T.* “Cape Baranov Ice base” scientific station in summer season of 2014. *Rossiyskie polyarnye issledovaniya*. Russian Polar Investigations. 2014, 3 (17): 10–12. [In Russian].

14. *Borodkin V.A., Kovalev S.M., Shushlebin A.I.* Spatial heterogeneity of the structure of flat landfast ice in the area of the research station «Cape Baranov» Ice base». *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2018, 4 (64): 351–364. [In Russian].

15. *Yamamoto-Kawai M., Tanaka N., Pivovarov S., Timokhov L.A*. Freshwater and brine behaviors in the Arctic Ocean deduced from historical data of $\delta^{18}O$ and alkalinity (1935–2002 AD). J. Geophys. Res. 2005, 110 (C1): C10003.1–C10003.16.

16. *Romankevich E.A., Vetrov A.A. Cykl ugleroda v Arkticheskih moryah Rossii.* The carbon cycle in the Russian Arctic seas. Moscow: Nauka, 2001: 302 p. [In Russian].

17. *Demidov A.B., Sheberstov S.V., Gagarin V.I., Khlebopashev P.V.* Seasonal variability of the primary production of phytoplankton in the Kara Sea according to satellite data. *Okeanologiia*. Oceanology. 2017, 1 (57): 103–117. [In Russian].

18. *Obzornye ledovye karty Severnogo Ledovitogo Okeana.* Overview maps of the Arctic Ocean. Available at: http://www.aari.ru/main.php?lg=0&id=94 (accessed 16.05.2020).

19. *Anderson L.G., Jutterstrom S., Kaltin S.* Variability in river runoff distribution in the Eurasian basin of the Arctic Ocean. J. Geophys. Res. 2004, 109: C01016. doi: 10.1029/2003JC001773.

20. *Nedashkovskii A.P., Khvedynich S.V., Petrovskii T.V*. Alkalinity of sea ice in the high-latitudinal Arctic according to the surveys performed at North Pole drifting station 34 and characterization of the role of the Arctic ice in the CO_2 exchange. *Okeanologiia.* Oceanology. 2009, 1 (49): C. 61–69.

ГИДРОЛОГИЯ СУШИ И ГИДРОХИМИЯ
HYDROLOGY OF LAND AND HYDROCHEMISTRY

https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-28-43
УДК 556.114:502.51(99)

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ ORIGINAL ARTICLE

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА СНЕЖНОГО ПОКРОВА ХОЛМОВ ТАЛА, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА

С.В. КАКАРЕКА[1], Т.И. КУХАРЧИК[1], Ю.Г. КОКОШ[1], С.В. САЛИВОНЧИК[1], М.А. КУДРЕВИЧ[1], Ю.Г. ГИГИНЯК[2], В.Е. МЯМИН[3], Д.А. ЛУКАШАНЕЦ[2]*

[1] — *Государственное научное учреждение «Институт природопользования Национальной академии наук Беларуси», Минск, Республика Беларусь*

[2] — *Республиканский научно-практический центр по биоресурсам Национальной академии наук Беларуси, Минск, Республика Беларусь*

[3] — *Белорусский государственный университет, Минск, Республика Беларусь*

**sk001@yandex.ru*

Резюме

Статья посвящена пространственному анализу химического состава снежного покрова восточной части Холмов Тала (Земля Эндерби, Восточная Антарктида). Впервые на примере оазиса Вечерний детально охарактеризовано содержание основных ионов, величины pH и электропроводности для различных участков мониторинга, заложенных с учетом природных особенностей и антропогенного воздействия. Показано, что снеговые воды оазиса в период с 2012 по 2019 г. характеризовались как очень низкоминерализованные с диапазоном суммы ионов 1,04–57,3 мг/л (среднее — 7,4 мг/л), величины удельной электропроводности — 2,7–85,1 µСм/см (10,7 µСм/см); в 87 % случаев реакция среды снеговых вод оазиса характеризуется как слабокислая. Наиболее широким диапазоном измеренных концентраций хлоридов, сульфатов, ионов кальция и натрия характеризуются участки мониторинга, в пределах которых осуществлялась ранее и осуществляется в настоящее время хозяйственная деятельность. Полученные данные будут использованы для выявления трендов изменения химического состава снежного покрова в результате антропогенной деятельности и в связи с климатическими изменениями.

Ключевые слова: Антарктида, основные ионы, снежный покров, химический состав, Холмы Тала.

Для цитирования: *Какарека С.В., Кухарчик Т.И., Кокош Ю.Г., Саливончик С.В., Кудревич М.А., Гигиняк Ю.Г., Мямин В.Е., Лукашанец Д.А.* Пространственные особенности химического состава снежного покрова Холмов Тала, Восточная Антарктида // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. № 1. С. 28–43. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-28-43.

Поступила 28.10.2020 **После переработки 18.12.2020** **Принята 20.12.2020**

SPATIAL FEATURES OF THE CHEMICAL COMPOSITION OF THALA HILLS SURFACE SNOW, EAST ANTARCTICA

SERGEY V. KAKAREKA[1], TAMARA I. KUKHARCHYK[1], YULIYA G. KOKOSH[1], SVETLANA V. SALIVONCHYK[1], MARIA A. KUDREVICH[1], YURIY G. GIGINYAK[2], VLADISLAV E. MYAMIN[3], DMITRY A. LUKASHANETS[2]*

[1] — *Institute for Nature Management of the National Academy of Sciences of Belarus, Minsk, Belarus*

[2] — *The Scientific and Practical Centre for Bioresources of the National Academy of Sciences of Belarus, Minsk, Belarus*

[3] — *Belarusian State University, Minsk, Belarus*

**sk001@yandex.ru*

Summary

Despite the great interest in the study of the chemical composition of the surface snow cover in Antarctica, the knowledge of the Enderby Land area remains extremely limited. In the Vecherny Oasis, where the construction of the Belarusian Antarctic Research Station has been carried out since 2015, the study of the chemical composition of the surface snow began in 2012 in preparation for the Comprehensive Environmental Evaluation. Its continuation is due to the need to assess the consequences of the construction and operation of the station in accordance with the requirements of the Antarctic Treaty Protocol on Environmental Protection.

Snow samples were taken from 2012 to 2019 during the seasonal Belarusian Antarctic expeditions. Sampling was carried out from the surface horizons, which characterize the annual snow fallout. Chemical analytical studies were performed using standard methods. A total of 144 samples of snow water were analyzed.

The aim of the study is to characterize the chemical composition of the surface snow of the Vecherny Oasis (and of the Thala Hills as a whole) to identify the areas of anthropogenic impact and trends in its change.

The data on the main ions content in the surface snow, the value of pH and electrical conductivity, as well as the variabilities of the main indicators are presented. It is shown that the snow water of the Vecherny Oasis is very low-mineralized, with the sum of ions in the range of 1,04–57,3 mg/l (average — 7,4 mg/l), the values of electrical conductivity — 2,7–85,1 μS/cm (10,7 μS/cm). The snow water in most cases is characterized as slightly acidic. The chemical composition of the snow water and its mineralization is determined mainly by the content of chlorides and sodium ions. The high variability of the indicators of snow water hydrochemical composition within the areas of former and current human activities, as well as the increased content of sulfate ions, is considered to be indicative of anthropogenic impact.

Keywords: Antarctica, chemical composition, main ions, surface snow, Thala Hills.

For Citation: *Kakareka S.V., Kukharchyk T.I., Kokosh Yu.G., Salivonchyk S.V., Kudrevich M.A., Giginyak Y.G., Myamin V.E., Lukashanets D.A.* Spatial features of the chemical composition of Thala Hills surface snow, East Antarctica. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (1): 28–43. [In Russian]. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-28-43

Received 28.10.2020 **Revised 18.12.2021** **Accepted 20.12.2020**

ВВЕДЕНИЕ

Изучение химического состава снежного покрова Антарктики представляет значительный интерес для оценки интенсивности и трендов атмосферных выпадений, понимания процессов циркуляции воздушных масс, выявления источников поступления загрязняющих веществ, для реконструкции палеоклимата и экологических обстановок прошлого. Преобладание твердых осадков на большей части территории континента, низкие температуры, незначительная зона абляции — эти и другие факторы повышают депонирующую способность снежного покрова и возможности индикации природных изменений и антропогенного воздействия на локальном и региональном уровнях.

Исследования состава свежевыпавшего снега, а также снежно-ледниковой толщи в Антарктиде развернулись с 1970-х гг. К настоящему времени накоплен значительный массив данных о содержании основных ионов и их соотношениях в пробах снеговых вод в различных районах Антарктики, в том числе станций Мирный [1, 2] и Восток [3, 4], Южного полюса [5, 6], оазиса Ширмахера [7], Земли Королевы Мод [8] и других. Особое внимание уделяется изучению снежного покрова с использованием региональных и трансконтинентальных профилей различной протяженности: в районе Земли Адели [5], Холмов Ларсеманн [9, 10], включая траверс ст. Прогресс–Восток [11, 12], Земли Принцессы Елизаветы [13], а также профилей, заложенных в рамках международного проекта ITASE [14, 15, 16]. Результаты исследований, в том числе обобщенные в работе [17], свидетельствуют о наличии общих закономерностей в отношении химического состава снежного покрова, проявляющихся в снижении содержания основных ионов в снеговых водах с удалением от побережья, доминирующем вкладе хлоридов и ионов натрия в химический состав, чрезвычайно широкой вариабельности основных показателей.

Что касается отдельных регионов и/или оазисов, то изученность их и обеспеченность информацией весьма неоднородна. В частности, крайне низкой пока остается изученность района Земли Эндерби, для которого имеются лишь единичные публикации, как, например, для станции Молодежная [18]. В оазисе Вечерний, где с 2015 г. осуществляется строительство Белорусской антарктической научной станции, изучение химического состава снежного покрова было начато в 2012 г. при подготовке Всесторонней оценки воздействия на окружающую среду (ВООС) [19]. Их продолжение после одобрения ВООС обусловлено необходимостью оценки последствий строительства и функционирования станции в соответствии с требованиями Протокола по охране окружающей среды к Договору об Антарктике.

Цель исследований — выявление пространственных особенностей химического состава снежного покрова оазиса Вечерний и вариабельности основных показателей для индикации зон антропогенного воздействия и тенденций его изменения.

МЕТОДЫ И ОБЪЕКТЫ

Общие сведения о районе исследования

Исследования выполнены в оазисе Вечерний, расположенном в восточной части Холмов Тала, Земля Эндерби, а также на прилегающем к оазису крае ледникового щита на расстоянии от 1 до 3,5 км от береговой линии.

Оазис Вечерний протянулся вдоль берега моря примерно на 8 км; его наибольшая ширина около 2 км. Высота поверхности колеблется от 40 м (озеро Нижнее) до 272 м (гора Вечерняя). Антарктический ледяной щит в этом районе постепенно поднимается, и его высота на расстоянии 3 км от берега моря составляет около 250 м.

Оазис относится к зоне абляции, характерной для прибрежной зоны Антарктики [20]. Интенсивность аккумуляции снега в прибрежной зоне Земли Эндерби оценивается в 20–40 г/см^2 [21]. Среднегодовая температура воздуха на ближайшей станции

Таблица 1

Общие сведения об участках мониторинга снежного покрова в оазисе Вечерний и на прилегающей части края ледникового купола

Table 1

General characteristics of the monitoring sites for surface snow in the Vecherny Oasis and on the adjacent part of the ice sheet edge

Номер участка	Местоположение и возможные источники	Расстояние от берега, км	Высота над уровнем моря, м	Количество точек мониторинга, ед.	Количество проб снега, ед.
I	Край ледникового купола; нет хозяйственной деятельности	1,5–3,8	200–255	4	19
II	Долина между грядами. Место размещения бывшей полевой базы с сохранившимися элементами инфраструктуры	0,22–0,55	43–84	11	65
III	Склон гряды. Место строительства Белорусской антарктической станции	0,55–0,75	75–152	7	37
IV	Гряда горы Вечерняя; ВПП, остатки инфраструктуры полевой базы	0,6–1,2	250–260	4	8
V	Сопка Рубин	0,15–0,24	75	2	5
VI	Мыс Гнездовой	0,2	50	1	1

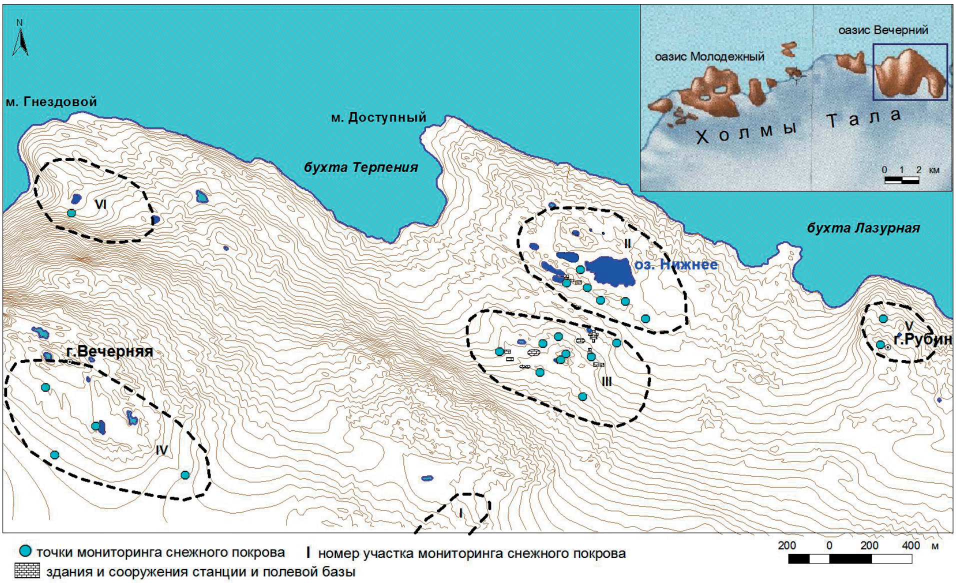

Рис. 1. Схема расположения точек и участков мониторинга снежного покрова оазиса Вечерний (участок I показан частично)

Fig. 1. Location of points and monitoring sites of the surface snow in the Vecherny Oasis (Site I is shown partially)

Молодежная, расположенной примерно в 20 км восточнее, составляет –11 °C, среднегодовое количество осадков — 500 мм с диапазоном от 300 до 800 мм, средняя скорость ветра — 12,6 м/с [22].

Для отбора проб снега сформирована сеть мониторинга, которая заложена с учетом наличия снежников, а также потенциальных источников воздействия (площадки строительства станции, расположения сооружений бывшей полевой базы САЭ «Гора Вечерняя», места хранения топлива). С 2018 г. сеть мониторинга была расширена с включением сопки Рубин, мыса Гнездовой и склона гряды горы Вечерняя, где размещается взлетно-посадочная полоса. Всего заложено около 25 точек (площадок) мониторинга снежного покрова, которые характеризуют 6 природных (ландшафтных) участков, представляющих фоновые территории (участки I, V и VI) и территории, испытывающие антропогенные воздействия (участки II, III и IV). Общие сведения об участках мониторинга приведены в табл. 1; местоположение точек отбора снега — на рис. 1.

Методы отбора проб снега

Отбор проб снежного покрова проводился участниками сезонных 4-й (2011/12 г.), 5-й (2012/13 г.), 7-й (2014/15 г.), 8-й (2015/16 г.), 9-й (2016/17 г.), 10-й (2017/18 г.) и 11-й (2018/19 г.) Белорусских антарктических экспедиций (БАЭ).

Отбор проб снега осуществлялся в соответствии с [23, 24]. Отбирался рыхлый слой снега на глубину до 20 см. Предполагалось, что такой слой снега характеризует годовые выпадения. Из года в год соблюдался одинаковый порядок отбора, хранения и транспортировки проб.

Для отбора снега выбиралась площадка размером не менее 2×2 м, с которой отбиралась смешанная проба в нескольких точках для формирования общей пробы.

Пробы снежного покрова отбирались с помощью совка из нержавеющей стали. Перед отбором каждой пробы снега совок протирался чистой ветошью и очищался путем полного погружения в снег 2–3 раза рядом с площадкой отбора.

Пробы снега отбирались в чистые полиэтиленовые пакеты с застежкой, которые доставлялись на базу. Растапливание снега осуществлялось при комнатной температуре в закрытых пакетах во избежание перекрестного загрязнениях. Объем отбираемой пробы должен был позволить получить объем воды не менее 1 л. Растопленная и нефильтрованная проба снега переливалась в пластиковые емкости объемом 0,5 л и/или 0,25 л, которые предварительно были вымыты и высушены перед отправкой в Антарктиду. Перед заполнением емкости ополаскивались растопленной водой. После заполнения емкости плотно закрывались и хранились в холодном месте при температуре не выше 4 °C до доставки в Беларусь. Пробоподготовка и химико-аналитические исследования выполнены в аккредитованной лаборатории биогеохимии и агроэкологии Государственного научного учреждения «Институт природопользования Национальной академии наук Беларуси».

Химико-аналитические методы

Содержание хлоридов определялось титриметрическим методом с нитратом серебра (СТБ 17.13.05-39-2015), гидрокарбонат-ионов — титриметрически с использованием тетраборнокислого натрия (ГОСТ 31957-2012), сульфатов — турбидиметрически (СТБ 17.13.05-42-2015), натрия и калия — методом пламенной фотометрии (МВИ.МН 2140-2004), кальция и магния — титриметрически (СТБ 17.13.05-46-2016) и методом атомно-абсорбционной спектрометрии, величина pH определялась потенциометрическим методом (СТБ ISO 10523-2009), удельная электропроводность — с использованием кондуктометра.

Всего за семь экспедиций в пределах оазиса Вечерний было отобрано и проанализировано 135 проб воды. В 2015 г. отбор проб снега осуществлен также в районе станции Молодежная (9 проб); результаты использованы для сравнения.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Общая характеристика гидрохимического состава снежного покрова оазиса

Согласно результатам исследований, снеговые воды оазиса Вечерний характеризуются низкой минерализацией и слабокислой реакцией среды: среднее значение удельной электропроводности составляет 10,7 μСм/см при диапазоне от 2,7 до 85,1 μСм/см, суммы основных ионов — 7,4 мг/л (при диапазоне от 1,04 до 57,3 мг/л), средняя величина pH — 5,52 (3,64–6,88) (табл. 2).

Таблица 2

Основные гидрохимические показатели снежного покрова оазиса Вечерний и прилегающей части края ледникового купола, Холмы Тала, 2012–2019 гг. (*n* = 135)

Table 2

The main hydrochemical indicators of the surface snow of the Vecherny Oasis and the adjacent part of the ice sheet edge, Thala Hills, 2012–2019 (*n* = 135)

Показатель	Диапазон	Среднее ± ст. ошибка	Коэффициент вариации, %
HCO^{3-}, мг/л	н. о.–4,59	1,64 ± 0,11	78
Cl^{-}, мг/л	0,55–30,2	2,88 ± 0,36	143
SO_4^{2-}, S, мг/л	н. о.–1,18	0,14 ± 0,02	136
Ca^{2+}, мг/л	н. о.–2,73	0,39 ± 0,04	110
Mg^{2+}, мг/л	н. о.–1,58	0,23 ± 0,03	158
Na^{+}, мг/л	0,004–20,0	1,44 ± 0,24	196
K^{+}, мг/л	н. о.–1,20	0,22 ± 0,02	104
Сумма ионов, мг/л	1,04–57,3	7,37 ± 0,69	108
Величина pH	3,64–6,88	5,52 ± 0,05	11
Удельная электропроводность, μСм/см	2,70–85,1	10,7 ± 1,02	110

Наибольший диапазон различий между максимальными и минимальными значениями зафиксирован для ионов натрия, магния и хлоридов: коэффициент вариации составляет соответственно 196, 158 и 143 %. Достаточно высок коэффициент вариации сульфатов — 136 %. Минимальным разбросом значений с коэффициентом вариации 78 % отличается содержание гидрокарбонатов.

Пространственные различия в содержании основных ионов и кислотности вод

Как показано выше, при отборе проб учитывались природные и антропогенные факторы, способные оказывать влияние на химический состав снежного покрова. В табл. 3 приведены основные гидрохимические показатели снежного покрова для обследованных участков, представляющих как фоновые территории (край ледникового купола, сопка Рубин и мыс Гнездовой), так и территории, подвергшиеся значительной трансформации в прошлом и испытывающие воздействие в настоящее время (участки II–IV).

Таблица 3

Основные гидрохимические показатели снежного покрова участков мониторинга в оазисе Вечерний, Холмы Тала, 2012–2019 гг.

Table 3

Main hydrochemical indicators of surface snow within monitoring sites in the Vecherny Oasis, Thala Hills, 2012–2019

Показатель	Участки мониторинга, количество проб										
	Участок 1, $n = 19$		Участок 2, $n = 65$		Участок 3, $n = 37$		Участок 4, $n = 8$		Участок 5, $n = 5$		Участок 6, $n = 1$
	Диапазон	Среднее ± ст. ошибка	Диапазон	Среднее ± ст. ошибка	Диапазон	Среднее ± ст. ошибка	Диапазон	Среднее ± ст. ошибка	Диапазон	Среднее ± ст. ошибка	Наблюденное значение[1]
HCO_3^-, мг/л	0,12–3,92	1,64 ± 0,11	н. о.–4,59	1,68 ± 0,16	н. о.–4,27	1,86 ± 0,21	0,24–1,05	0,55 ± 0,17	н. о.–0,61	0,32 ± 0,18	0,37
Cl^-, мг/л	0,67–7,68	2,88 ± 0,36	0,55–30,2	3,06 ± 0,60	0,68–19,7	3,07 ± 0,68	1,30–5,12	2,93 ± 0,64	0,55–2,74	1,38 ± 0,47	2,00
SO_4^{2-}, S	н. о.–0,33	0,07 ± 0,03	н.о.–1,18	0,15 ± 0,03	н. о.–0,80	0,17 ± 0,03	н. о.–0,24	0,09 ± 0,03	н. о.–0,08	0,05 ± 0,02	0,47
Ca^{2+}, мг/л	н. о.–1,20	0,39 ± 0,04	н.о.–2,73	0,38 ± 0,06	н. о.–1,80	0,44 ± 0,07	0,04–0,29	0,19 ± 0,06	nd		nd
Mg^{2+}, мг/л	н. о.–1,58	0,23 ± 0,03	н.о.–1,58	0,23 ± 0,04	н. о.–1,46	0,27 ± 0,07	0,01–0,24	0,12 ± 0,04	nd		0,02
Na^+, мг/л	0,11–3,90	1,44 ± 0,24	0,02–20,0	1,63 ± 0,41	0,004–13,0	1,53 ± 0,48	0,40–2,60	1,44 ± 0,39	0,11–1,72	0,56 ± 0,39	0,70
K^+, мг/л	н. о.–1,20	0,22 ± 0,02	н. о.–0,95	0,21 ± 0,03	н. о.–0,83	0,24 ± 0,04	0,05–0,45	0,26 ± 0,05	н. о.–0,25	0,15 ± 0,06	0,20
Сумма ионов, мг/л	1,20–17,9	6,05 ± 1,08	1,04–57,3	7,76 ± 1,14	1,9–38,3	8,22 ± 1,32	2,15–10,74	5,79 ± 1,48	1,85–5,01	3,08 ± 0,98	4,70
Величина pH	4,60–6,33	5,52 ± 0,05	3,64–6,88	5,46 ± 0,08	3,76–6,73	5,58 ± 0,11	5,10–5,88	5,64 ± 0,11	4,06–5,99	5,37 ± 0,44	5,84
Удельная электропроводность, μСм/см	2,70–25,9	10,70 ± 1,02	3,30–85,1	11,6 ± 1,67	3,10–59,6	11,43 ± 2,07	4,61–19,09	10,38 ± 1,96	4,10–7,98	5,32 ± 0,90	7,15
Na/Cl	0,16–0,73	0,35 ± 0,04	0,03–1,90	0,45 ± 0,04	0,01–0,70	0,36 ± 0,03	0,27–0,56	0,45 ± 0,04	0,18–0,63	0,30 ± 0,11	0,35

[1] — отбор выполнен в 2018 г.

Минимальные концентрации основных ионов, несмотря на близость моря, характерны для прибрежных участков в районах сопки Рубин и мыса Гнездовой, где величина удельной электропроводности составила соответственно 5,3 и 7,2 μСм/см (сумма ионов для данных участков не рассчитывалась, поскольку содержание ионов кальция и магния не определялось). Повышенные концентрации сульфат-ионов в пробе, отобранной в районе мыса Гнездовой (0,47 мг/л в пересчете на серу), могут быть обусловлены дополнительным их привносом от колонии пингвинов, насчитывающей около 4000 особей. О выделении соединений сульфатов из гуано пингвинов указано в работе [25]. Для сравнения: в пределах ледникового купола среднее содержание сульфат-ионов в пересчете на серу оценивается в 0,07 мг/л. Следует отметить, что в отношении мыса Гнездовой получены лишь первые данные и они не используются в дальнейшем для обсуждения результатов.

В снеговых водах края ледникового купола содержание основных ионов также невысоко (среднее значение суммы ионов — 6,0 мг/л). На очень низкую минерализацию снеговых вод указывают результаты определения удельной электропроводности — 10,7 μСм/см. Характерны относительно низкие значения коэффициентов вариации указанных обобщающих показателей: для суммы ионов — 78 %, для величины удельной электропроводности — 76 %.

Низкими оказались концентрации основных ионов, а также величина удельной электропроводности на участке ВПП: среднее значение суммы ионов составило 5,97 мг/л, удельной электропроводности — 10,38 μСм/см. По сути, основные показатели для данного участка сходны с показателями для края ледникового купола. Одним из возможных факторов такого сходства может быть примерно одинаковая высота над уровнем моря (около 250 м), которая существенно больше по сравнению с другими участками оазиса Вечерний. Оценить статистически роль данного фактора, как и расстояния, на примере оазиса пока не представляется возможным из-за недостаточных рядов наблюдений.

Повышенные концентрации основных ионов, а также удельной электропроводности характерны для участков, испытывающих антропогенные воздействия. При этом на фоне близких средних значений существенно различаются максимальные концентрации, расширяющие диапазоны значений.

Наиболее широким диапазоном измеренных концентраций хлоридов, сульфатов, ионов кальция и натрия характеризуются участки II и III, в пределах которых осуществлялась ранее и осуществляется сейчас хозяйственная деятельность. Несомненно, по сравнению с участком края ледникового купола, удаленного на расстояние от 1,5 до 3,8 км, указанные участки в большей степени подвержены воздействию морских аэрозолей. Однако увеличение содержания в снеговых водах ряда основных ионов может быть связано также с активизацией эрозионных процессов на бесснежных участках и дополнительным привносом терригенной пыли.

Сравнение содержания основных ионов в снеговых водах ледникового купола (участок I) и зон бывшей и нынешней хозяйственной деятельности (участки II и III) с помощью критерия Стьюдента показало, что при 5 %-м уровне значимости ($p < 0{,}05$) различия средних значений между выборками недостоверны. Статистически не подтверждены различия в величине pH и электропроводности. Достоверные различия выявлены лишь в отношении содержания сульфат-ионов между участками I (край ледникового купола) и III (площадка строительства станции): $t_{стат} = 2{,}04$ при

$t_{крит}$ = 2,00). Источниками поступления сульфат-ионов могут быть как природные, так и антропогенные, к которым в первую очередь относятся стационарные и передвижные установки, сжигающие мазут.

Химический состав снеговых вод

Основной вклад в формирование химического состава снеговых вод оазиса Вечерний вносят ионы натрия и хлориды, что является следствием воздействия морских аэрозолей, показанное ранее также на примере пресноводных водоемов оазиса Вечерний [26]. Привнос морских солей и их осаждение на подстилающую поверхность происходит как в летнее время с океаническими брызгами, так и в зимнее

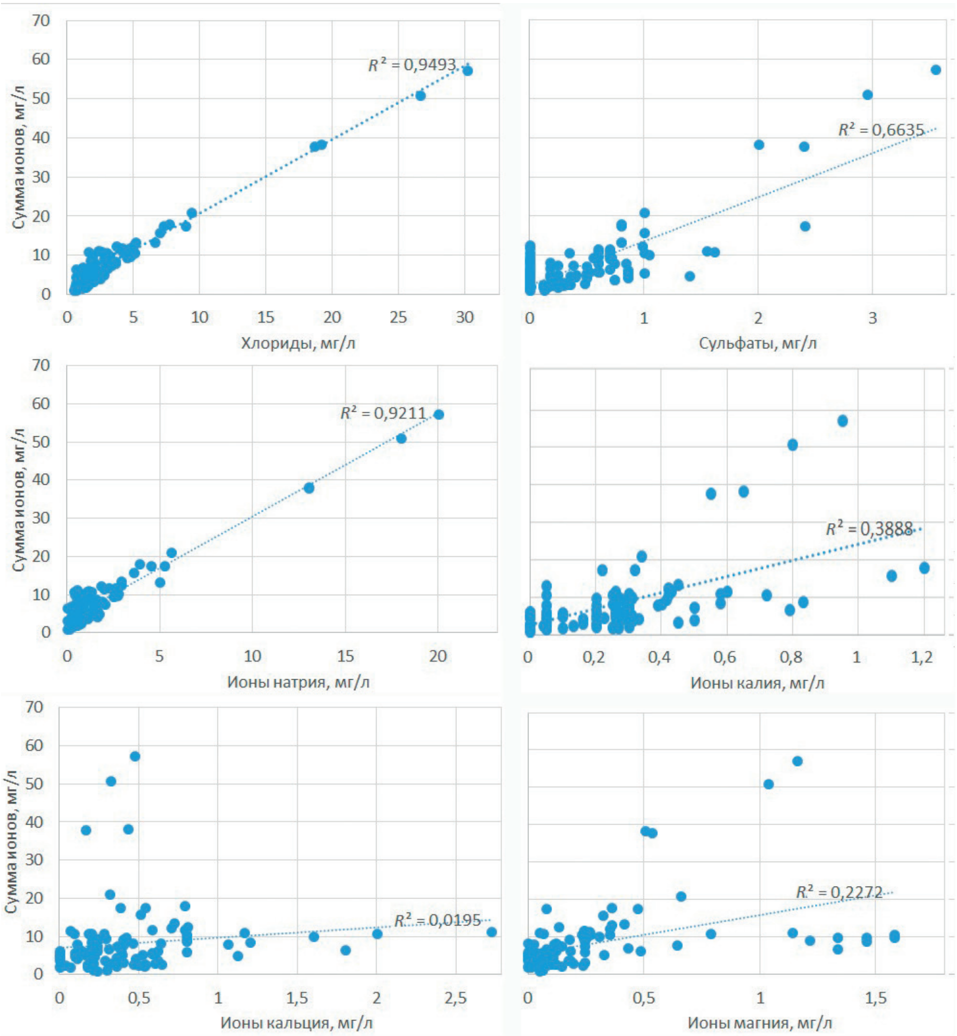

Рис. 2. Зависимость содержания суммы ионов от концентрации основных ионов в снеговой воде оазиса Вечерний и прилегающей части ледникового купола

Fig. 2. Dependence of the content of the sum of ions on the concentration of the main ions in the surface snow of the Vecherny Oasis and the adjacent part of the ice sheet

время при образовании льда [13, 27]. В оазисе Вечерний в среднем на долю хлоридов приходится около 66 %-экв анионов, ионов натрия — 58 %-экв катионов, при этом их доминирующий вклад установлен более чем для 70 % проб. Вклад ионов магния в состав катионов, которые также имеют преимущественно морское происхождение, в среднем составляет около 11 %-экв, хотя для 12 % проанализированных проб их доля превышает 25 %-экв. На долю сульфат-ионов приходится в среднем 7,4 %-экв анионов; максимальные значения зафиксированы на уровне 27 %-экв. Доля ионов кальция и калия, которые имеют в основном литогенное происхождение, в среднем составляет 16 %-экв и 9 %-экв катионов соответственно. Повышенный вклад ионов кальция в химический состав снеговых вод (со значениями более 25 %-экв) отмечен примерно для 25 % проб, представляющих в основном участки II и III, где наиболее высока доля открытых участков.

На тесную зависимость общей минерализации снеговых вод от содержания хлоридов и ионов натрия указывают высокие значения коэффициента корреляции (R^2), составляющие соответственно 0,95 и 0,92 (рис. 2). Как средняя ($R^2 = 0{,}66$) оценивается связь между суммой ионов и содержанием сульфатов. Слабая связь между суммой ионов и содержанием калия ($R^2 = 0{,}39$) и магния ($R_2 = 0{,}22$). Что касается ионов кальция, то их содержание в снеговых водах не является определяющим для формирования общей минерализации.

Приведенные на рис. 2 данные также свидетельствуют о преобладании значений в области низких концентраций.

Влияние морских солей на химический состав снега оценивается по соотношению содержания ионов хлора к ионам натрия (Cl^-/Na^+), которое в прибрежных районах соответствует соотношению для морской соли и составляет около 2 по данным [17]. В оазисе Вечерний это соотношение составляет в среднем 3,41, с небольшими различиями между участками (от 2,40 в районе ВПП до 3,95 на мысе Рубин). Можно предположить, что расстояние от берега в пределах оазиса Вечерний, которое ограничивается максимальным расстоянием в 3 км, — лишь один из факторов, влияющий на вариабельность основных показателей. Вероятно, в данном случае большую роль играет топография местности, уклоны, направления и скорость ветров. По данным [9], в пределах Холмов Ларсеманн данный коэффициент варьировал от 1,05 до 4,7, и авторами высказано предположение о дополнительном привносе хлоридов с пылью терригенного происхождения.

Кислотность снеговых вод

Как показано выше, в среднем снеговые воды имеют слабокислую реакцию среды с величиной рН 5,52, близкой к равновесному значению незагрязненных атмосферных осадков (5,6–5,7). При этом в 87 % случаев реакция среды снеговых вод оазиса характеризуется как слабокислая. Вариабельность величины рН и смещение реакции среды в сторону подкисления или подщелачивания обусловлены общими процессами изменения минерализации снеговых вод и соотношения основных компонентов.

Выполненные исследования показали, что для всей совокупности выборки прослеживается определенная (слабая) связь величины рН с величиной удельной электропроводности и содержанием гидрокарбонат-ионов (для обоих случаев $R^2 = 0{,}16$). Не выявлено зависимости величины рН от содержания в снеговых водах ионов кальция и сульфат-ионов (рис. 3).

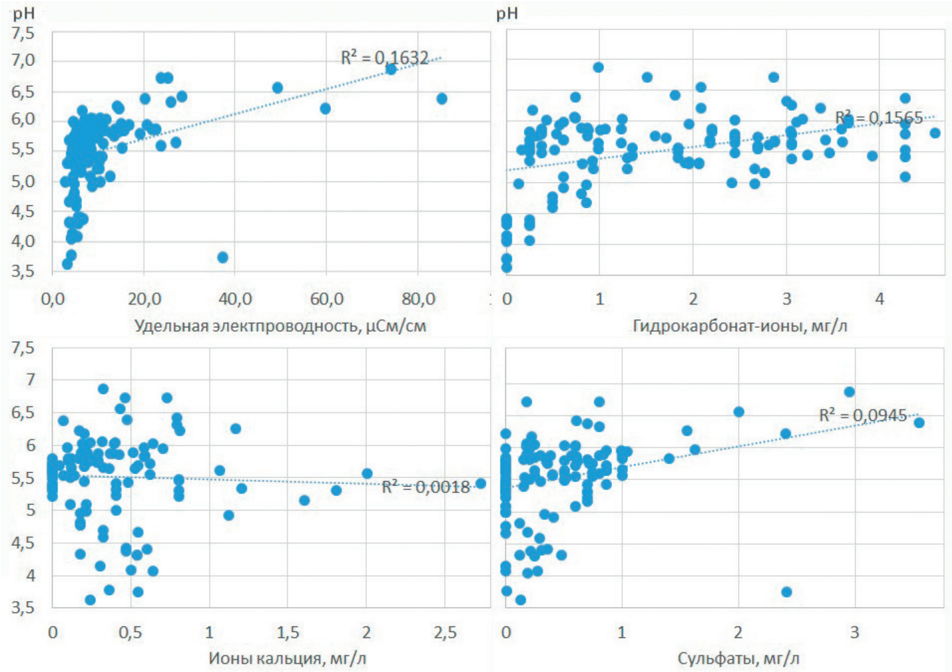

Рис. 3. Зависимость величины pH снеговых вод от удельной электропроводности и содержания основных ионов в оазисе Вечерний и прилегающей части ледникового купола

Fig. 3. Dependence of the pH value of snow water on the specific electrical conductivity and the content of the main ions in the Vecherny Oasis and the adjacent part of the ice sheet

Сравнение с данными для других оазисов

Содержание основных ионов в снеговых водах оазиса Вечерний ниже по сравнению с ближайшим оазисом Молодежный, также входящим в Холмы Тала и расположенным на расстоянии около 20 км к западу. Например, содержание хлоридов, ионов натрия и магния — в 2–2,7 раза, ионов кальция — в 4,5 раза (табл. 4). Сравнение с оазисом Ширмахера свидетельствует о сходных уровнях содержания основных ионов. В оазисе Холмы Ларсеманн повышены концентрации сульфат-ионов и существенно ниже концентрации ионов кальция и калия. Различия, скорее всего, обусловлены различной интенсивностью влияния морских аэрозолей, скоростью и направлением ветра, площадью открытых участков и другим факторами.

В целом результаты химического состава снежного покрова оазиса Вечерний согласуются с другими данными и подтверждают общие закономерности, характерные для Антарктики, особенно в части, касающейся доминирующего вклада хлоридов и ионов натрия в химическом составе, а также вариабельности основных показателей. Что касается снижения содержания основных ионов с удалением от берега, то данная закономерность наиболее четко проявляется на больших расстояниях; заложенные профили, как правило, исчисляются сотнями и тысячами километров в глубь материка [8, 9, 11, 12, 13]. Минимальными концентрациями основных ионов характеризуются удаленные от морского побережья районы. Согласно [28], снижение содержания хлоридов и ионов натрия с удалением от берега происходит экспонен-

Таблица 4

Сравнение содержания основных ионов в пробах снега из различных оазисов Восточной Антарктиды

Table 4

Comparison of the content of major ions in the surface snow of various oases of East Antarctica

Показатель	Район исследований, годы (источник)			
	Оазис Вечерний, 2012–2019 гг. (данные авторов)	Оазис Молодежный, 2015 г. (данные авторов)	Холмы Ларсеманн, 2009–2010 гг. [10]	Оазис Ширмахера, ст. Маитри, 2004–2005 гг. [7]
Cl^{-}, мг/л	81	187	32,0–66,6	55,6
SO_4^{2-}, S, мг S /л	9	11	11,8–23,0	31,2
Ca^{2+}, мг/л	17	88	4,2–13,6	2,5
Mg^{2+}, мг/л	16	38	7,93–18,9	15,0
Na^{+}, мг/л	46	169	31,4–56,1	49,4
K^{+}, мг/л	5	18	0,73–1,28	2,7
Величина pH	5,52	6,17	5,61–5,70	6,10
Удельная электропроводность, μСм/см	10,7	29,3	н. д.	н. д.

циально; относительно стабильные уровни содержания последних зафиксированы на расстоянии 200–1000 км. Исследования [15] показали, что содержание ионов морского происхождения (натрия, магния и хлоридов) уменьшается на 2 порядка величин на расстоянии 200 км. По данным [29], содержание компонентов морского происхождения снижается на 64 % на 100 км. Как было показано в работах [11, 12], влияние морских аэрозолей на химический состав снежного покрова сказывается на расстоянии до 500 км, хотя наиболее четко проявляется в прибрежной зоне.

Отдельной задачи проследить изменения содержания основных ионов с удалением от берега в оазисе Вечерний не ставилось, поскольку основные измерения выполнены на расстоянии до 1 км от берега. Тем не менее полученные значения для края ледникового купола и их относительно низкая вариабельность по сравнению с другими участками позволяют говорить о сохранении такой же тенденции.

Следует отметить, что методы исследований снежного покрова в Антарктике, включающие отбор проб и химико-аналитические исследования, а также временные интервалы исследований, используемые различными учеными, существенно различаются, что затрудняет сопоставление данных.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые для оазиса Вечерний (Холмы Тала) получена детальная характеристика химического состава снежного покрова. Охарактеризована пространственная вариабельность основных показателей. Показано, что снеговые воды оазиса Вечерний являются очень низкоминерализованными с диапазоном суммы ионов в пределах 1,04–57,3 мг/л (среднее — 7,4 мг/л), величины удельной электропроводности — 2,7–85,1 μСм/см (10,7 μСм/см). Почти в 90 % случаев реакция среды снеговых вод характеризуется как слабокислая. Химический состав снеговых вод и их минерализация определяется преимущественно содержанием хлоридов и ионов натрия. Высокая вариабельность показателей гидрохимического состава снеговых вод на участках бывшей и нынешней хозяйственной деятельности, а также повышенное содержание сульфат-ионов рассматриваются как индикаторы антропогенного воздействии. Установлено, что содержание основных ионов характеризуется значительной пространственной вариабельностью, несмотря на небольшие размеры оазиса.

Конфликт интересов. Отсутствует.

Финансирование. Работа выполнена в рамках Государственных программ «Мониторинг полярных районов Земли и обеспечение деятельности арктических и антарктических экспедиций на 2011–2015 годы» и «Мониторинг полярных районов Земли, создание Белорусской антарктической станции и обеспечение деятельности полярных экспедиций на 2016–2020 годы».

Благодарности. Авторы выражают благодарность начальнику белорусских антарктических экспедиций А.А. Гайдашову и всем участникам экспедиций за содействие и помощь в отборе и транспортировке проб.

Competing interests. No competing interest.

Funding. The study was conducted in the framework of the State Programs “Monitoring of the polar regions of the Earth and ensuring the activities of the Arctic and Antarctic expeditions for 2011–2015” and “Monitoring of the polar regions of the Earth, the creation of the Belarusian Antarctic station and ensuring the activities of polar expeditions for 2016–2020”.

Acknowledgments. The authors are grateful to the Head of Belarusian Antarctic Expeditions Alexei Haidashou and all participants of expeditions for their assistance and help in sampling and transportation of samples.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Матвеев А.А.* Химический состав снега в Антарктиде по наблюдениям на профиле Мирный Восток // Гидрохимические материалы. Л.: ГИМИЗ, 1962. Т. 34. С. 3–11.

2. *Смагин В.М.* Химический состав атмосферных выпадений в районе обсерватории Мирный // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. Т. 76. С. 154–159.

3. *Барков Н.И., Миклишанский А.З.* Геохимические исследования на станции Восток в 1970 г. // Бюллетень советской антарктической экспедиции. 1973. Т. 85. С. 35–38.

4. *Гладышева О.Г., Дмитриев П.Б., Барков Н.И., Екайкин А.А., Никоноров В.В.* Содержание нитратов в снеге станции Восток, Антарктида // Геомагнетизм и аэрономия. 2003. Т. 43 (5). С. 713–717.

5. *Legrand M.R., Delmas R.J.* The ionic balance of Antarctic snow: a 10-year detailed record // Atmospheric Environment. 1984. T. 18 (9). P. 1867–1874.

6. *Legrand M.* Chemistry of antarctic snow and ice // Journal de Physique Colloques. 1987. V. 48 (C1). P. 77–86. doi: 10.1051/jphyscol:1987111 jpa-00226251

7. *Ali K., Sonbawane S., Chate D., Siingh D., Rao P., Safai P., Budhavant K.* Chemistry of snow and lake water in Antarctic region // Journal of Earth System Science. 2010. V. 119 (6). P. 753–762.

8. Stenberg M., Isaksson E., Hansson M., Karl´en W., Mayewski P.A., Twickler M.S., Whitelow S.I., Gundestrup N. Spatial variability of snow chemistry in western Dronning Maud Land, Antarctica // Ann. Glaciol. 1998. V. 27. P.378–384.

9. *Thamban M., Laluraj C., Mahalinganathan K., Redkar P., Naik S., Shrivastava P.* Glaciochemistry of surface snow from the Ingrid Christensen Coast, East Antarctica, and its environmental implications // Antarctic Science. 2010. V. 22 (04). P. 435–441. doi: 10.1017/S0954102010000155.

10. *Budhavant K.B., Rao P.S.P., Safai P.D.* Chemical composition of snow-water and scavenging ratios over costal Antarctica // Aerosol and Air Quality Research. 2014. V. 14. P. 666–676.

11. *Голобокова Л.П., Ходжер Т.В., Шибаев Ю.А., Липенков В.Я., Пети Ж.* Изменение химического состава приповерхностного снега в Восточной Антарктиде по мере удаления от побережья // Лед и снег. 2012. № 52 (4). Р. 129–137. doi: 10.15356/2076-6734-2012-4-129-137.

12. *Khodzher T.V., Golobokova L.P., Shibaev Y.A., Lipenkov V.Y., Petit J.R.* Spatial-temporal dynamics of chemical composition of surface snow in East Antarctica along the Progress station–Vostok station transect // The Cryosphere. 2014. V. 8 (3). P. 931–939.

13. *Mahalinganathan K., Thamban M., Laluraj C.M., Redkar B.L.* Relation between surface topography and sea-salt snow chemistry from Princess Elizabeth Land, East Antarctica // The Cryosphere. 2012. V. 6 (2). P. 505–515.

14. *Becagli S., Proposito M., Benassai S., Flora O., Genoni L., Gragnani R., Largiuni O., Pili S.L., Severi M., Stenni B., Traversi R., Udisti R., Frezzotti M.* Chemical and Isotopic Snow Variability in East Antarctica Along the 2001/02 ITASE Traverse // Ann. Glaciol. 2004. V. 39. P. 473–482.

15. *Benassai S., Becagli S., Gragnani R., Magand O., Proposito M., Fattori I., Traversi R., Udisti R.* Sea-spray deposition in Antarctic coastal and plateau areas from ITASE traverses // Ann. Glaciol. 2005. V. 41. P. 32–40. doi: 10.3189/172756405781813285.

16. *Dixon D.A., Mayewski P.A., Korotkikh E., Sneed S.B., Handley M.J., Introne D.S., Scambos T.A.* Variations in snow and firn chemistry along US ITASE traverses and the effect of surface glazing // The Cryosphere. 2013. V. 7 (2). P. 515–535.

17. *Bertler N., Mayewski P.A., Aristarain A. et al.* Snow chemistry across Antarctica // Ann. Glaciol. 2005. V. 41. P. 167–179.

18. *MacNamara E.E.* Some limnological observations from Enderby Land, Antarctica // Limnol. Oceanograph. 1970. V. 15. P. 768–775.

19. *Kakareka S., Kukharchyk T., Loginov V., Salivonchyk S.* Construction and operation of antarctic research stations. An Experience of Comprehensive Environmental Evaluation. Minsk: StroyMediaProekt, 2016. 278 p.

20. *Петров В.Н.* Атмосферное питание ледникового покрова Антарктиды. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 150 с.

21. *Котляков В.М.* Гляциология Антарктиды // Избр. труды. Т. 1. М.: Наука, 2000. 433 с.

22. Molodyozhnaya Station. Data. URL: http://www.aari.aq/data/data.asp?lang=0&station=4/ (дата обращения 14.12.2017).

23. РД 52.04.186-89 Руководство по контролю загрязнения атмосферы. Госкомгидромет СССР, 1991. 696 с.

24. ТКП 17.13-15-2014 Охрана окружающей среды и природопользование. Аналитический (лабораторный) контроль и мониторинг окружающей среды. Порядок отбора проб атмосферного воздуха, атмосферных осадков и снежного покрова для определения концентраций загрязняющих веществ и метеорологические наблюдения. Утв. пост. Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Беларусь от 27 ноября 2014 г. № 10-Т. Минск: Минприроды, 2014. 16 с.

25. *Xie Z.-Q., Sun L.-G., Wang J., Liu B.-Z.* A potential source of atmospheric sulfur from penguin colony emissions // Journal of Geophysical Research Atmospheres. 2002. 107 (D22). doi: 10.1029/2002JD002114.

26. *Какарека С.В., Кухарчик Т.И., Кокош Ю.Г., Кудревич М.А., Гигиняк Ю.Г., Мямин В.Е.* Основные гидрохимические характеристики антарктических озер Холмов Тала // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65 (4). Р. 422–437. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-4-422-437.

27. *Wagenbach D., Ducroz F., Mulvaney R., Keck L., Minikin A., Legrand M., Hall J., Wolff E.* Sea-salt aerosol in coastal Antarctic regions // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 10961–10974.

28. *Suzuki T., Iizuka Yo., Furukawa T., Matsuoka K., Kamiyama K., Watanabe O.* Spatial variability of chemical tracers in surface snow along the traverse route from the coast to 1000 km inland at east Dronning Maud Land, Antarctica // Chinese Journal of Polar Science. 2003. V. 14 (1). P. 48–56.

29. *Kärkäs E., Kimmo T., Vîrkkulab A., Aurel M.* Spatial variations of surface snow chemistry during two austral summers in western Dronning Maud Land, Antarctica // Atmospheric Environment. 2005. V. 39 (8). P. 1405–1416.

REFERENCES

1. *Matveev A.A.* Chemical composition of snow in Antarctica according to observations on the Mirny Vostok profile. *Gidrokhimicheskiye materialy*. Hydrochemical materials. 1962, 34: 3–11. [In Russian].

2. *Smagin M.V.* Chemical composition of atmospheric fallout in the observatory Mirny region. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2007, 76: 154–159. [In Russian].

3. *Barkov N.I., Miklishansky A.Z.* Geochemical studies at Vostok station in 1970. *Byulleten' sovetskoy antarkticheskoy ekspeditsii.* Bulletin of the Soviet Antarctic Expedition. 1973, 85: 35–38. [In Russian].

4. *Gladysheva O.G., Dmitriev P.B., Barkov N.I., Ekaikin A.A., NIkonorov V.V.* Nitrate content of snow at Vostok station, Antarctica. *Geomagnetizm i aeronomiya.* Geomagnetism and Aeronomy. 2003, 43 (5): 713–717. [In Russian].

5. *Legrand M.R., Delmas R.J.* The ionic balance of Antarctic snow: a 10-year detailed record. Atmospheric Environment. 1984, 18 (9): 1867–1874.

6. *Legrand M*. Chemistry of antarctic snow and ice. Journal de Physique Colloques. 1987, 48 (C1): 77–86. doi: 10.1051/jphyscol:1987111 jpa-00226251

7. *Ali K., Sonbawane S., Chate D., Siingh D., Rao P., Safai P., Budhavant K.* Chemistry of snow and lake water in Antarctic region. Journal of Earth System Science. 2010, 119 (6): 753–762.

8. *Stenberg M., Isaksson E., Hansson M., Karl´en W., Mayewski P.A., Twickler M.S., Whitelow S.I., Gundestrup N.* Spatial variability of snow chemistry in western Dronning Maud Land, Antarctica. Ann. Glaciol. 1998, 27: 378–384.

9. *Thamban M., Laluraj C., Mahalinganathan K., Redkar P., Naik S., Shrivastava P.* Glaciochemistry of surface snow from the Ingrid Christensen Coast, East Antarctica, and its environmental implications. Antarctic Science. 2010, 22 (04): 435–441. doi: 10.1017/S0954102010000155.

10. *Budhavant K.B., Rao P.S.P., Safai P.D*. Chemical composition of snow-water and scavenging ratios over costal Antarctica. Aerosol and Air Quality Research. 2014, 14: 666–676.

11. *Golobokova L.P., Hodzher T.V., Shibaev Y.A., Lipenkov V.A., Petit J.* Chemical composition change of subsurface snow in East Antarctica with distance from the coast. *Led i sneg.* Ice and Snow. 2012, 52(4): 129–137. doi: 10.15356/2076-6734-2012-4-129-137. [In Russian].

12. *Khodzher T.V., Golobokova L.P., Shibaev Y.A., Lipenkov V.Y., Petit J.R.* Spatial-temporal dynamics of chemical composition of surface snow in East Antarctica along the Progress station–Vostok station transect. The Cryosphere. 2014, 8 (3): 931–939.

13. *Mahalinganathan K., Thamban M., Laluraj C.M., Redkar B.L*. Relation between surface topography and sea-salt snow chemistry from Princess Elizabeth Land, East Antarctica. The Cryosphere. 2012, 6 (2): 505–515.

14. *Becagli S., Proposito M., Benassai S., Flora O., Genoni L., Gragnani R., Largiuni O., Pili S.L., Severi M., Stenni B., Traversi R., Udisti R., Frezzotti M.* Chemical and Isotopic Snow Variability in East Antarctica Along the 2001/02 ITASE Traverse. Ann. Glaciol. 2004, 39: 473–482.

15. *Benassai S., Becagli S., Gragnani R., Magand O., Proposito M., Fattori I., Traversi R., Udisti R.* Sea-spray deposition in Antarctic coastal and plateau areas from ITASE traverses. Annals of Glaciology. 2005, 41: 32-40. doi: 10.3189/172756405781813285.

16. *Dixon D.A., Mayewski P.A., Korotkikh E., Sneed S.B., Handley M.J., Introne D.S., Scambos T.A.* Variations in snow and firn chemistry along US ITASE traverses and the effect of surface glazing. The Cryosphere. 2013, 7 (2): 515–535.

17. *Bertler N., Mayewski P.A., Aristarain A. et al.* Snow chemistry across Antarctica. Ann. Glaciol. 2005, 41: 167–179.

18. *MacNamara E.E.* Some limnological observations from Enderby Land, Antarctica. Limnol. Oceanograph. 1970, 15: 768–775.

19. *Kakareka S., Kukharchyk T., Loginov V., Salivonchyk S.* Construction and operation of antarctic research stations. An Experience of Comprehensive Environmental Evaluation. Minsk: StroyMediaProekt, 2016: 278 p.

20. *Petrov V.N. Atmosfernoe pitanie lednikovogo pokrova Antarktidy.* Atmospheric nutrition of the glacial cover of Antarctica. Leningrad: Hidrometeoizdat, 1975: 150 p. [In Russian].

21. *Kotlyakov V.M. Gliatsiologiia Antarktidy.* Glaciology of Antarctica. Selected Works. V. 1. Moscow: Science, 2000: 433 p. [In Russian].

22. Molodyozhnaya Station. Data. Available at: http://www.aari.aq/data/data.asp?lang=0&station=4 (accessed 14.12.2017).

23. RD 52.04.186-89 R*ukovodstvo po kontroliu zagriazneniia atmosfery.* Guidelines for the control of air pollution. Goskomgidromet USSR, 1991. 696 p. [In Russian].

24. TCP 17.13-15-2014 *Okhrana okruzhaiushchei sredy i prirodopol'zovanie. Analiticheskii (laboratornyi) kontrol' i monitoring okruzhaiushchei sredy. Poriadok otbora prob atmosfernogo vozdukha, atmosfernykh osadkov i snezhnogo pokrova dlia opredeleniia kontsentratsii zagriazniaiushchikh veshchestv i meteorologicheskie nabliudeniia. Utv. post. Ministerstva prirodnykh resursov i okhrany okruzhaiushchei sredy Respubliki Belarus' ot 27 noiabria 2014 g.* Environmental protection and use of natural resources. Analytical (laboratory) control and monitoring of the environment. The procedure for sampling atmospheric air, atmospheric precipitation and snow cover to determine the concentration of pollutants and meteorological observations. Minsk: Minprirody, 2014. 16 c. [In Russian].

25. *Xie Z.-Q., Sun L.-G., Wang J., Liu B.-Z.* A potential source of atmospheric sulfur from penguin colony emissions. Journal of Geophysical Research Atmospheres. 2002, 107 (D22). doi: 10.1029/2002JD002114.

26. *Kakareka S., Kukharchyk T., Kokosh Y., Kudrevich M., Giginyak Yu., Myamin V.* Hydrochemical properties of antarctic lakes of Thala hills. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (4): 422–437. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-4-422-437.

27. *Wagenbach D., Ducroz F., Mulvaney R., Keck L., Minikin A., Legrand M., Hall J., Wolff E.* Sea-salt aerosol in coastal Antarctic regions. J. Geophys. Res. 1998, 103: 10961–10974.

28. *Suzuki T., Iizuka Yo., Furukawa T., Matsuoka K., Kamiyama K., Watanabe O.* Spatial variability of chemical tracers in surface snow along the traverse route from the coast to 1000 km inland at east Dronning Maud Land, Antarctica. Chinese Journal of Polar Science. 2003, 14 (1): 48–56.

29. *Kärkäs E., Kimmo T., Virkkulab A., Aurel M.* Spatial variations of surface snow chemistry during two austral summers in western Dronning Maud Land, Antarctica. Atmospheric Environment. 2005, 39 (8): 1405–1416.

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ
GLACIOLOGY AND CRYOLOGY OF THE EARTH

https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-44-59
УДК 551.326.3

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ ORIGINAL ARTICLE

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОРИСТОСТИ НЕКОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЧАСТИ КИЛЯ ТОРОСОВ

*В.В. ХАРИТОНОВ**

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

**kharitonov@aari.ru*

Резюме

Целью настоящей работы было исследование распределения пористости в торосах, т. к. эта информация может быть востребована при проведении расчетов ледовых нагрузок от воздействия торосов на гидротехнические сооружения. Пористость торосов определяется в результате обработки записей скорости термобурения. Рассмотрена неконсолидированная часть киля тороса как сыпучая среда и ее уплотнение под действием силы Архимеда. Распределения пористости неконсолидированной части киля в точках бурения выравнены и осреднены. Отсчет расстояния производится вверх, начиная от глубины максимальной осадки киля. Выявлено, что пористость экспоненциально убывает с расстоянием от края киля, а скорость убывания определяется начальной пористостью (на нижнем краю киля) и уплотняемостью битого льда киля. С вероятностью 90 % начальная пористость лежит в интервале 0,450 ± 0,125. С ростом расстояния от края киля кривые пористости, построенные для разных исследований, сходятся к довольно узкому диапазону значений. На расстоянии 12–14 м этот диапазон составляет 0,07…0,12. Обосновывается вывод, что уплотняемость киля в процессе торошения определяется прочностью торосящегося льда, которая, в свою очередь, определяется кристаллическим строением и средней температурой льда в момент торошения — чем теплее лед, тем уплотняемость выше.

Ключевые слова: киль, пористость, торос, уплотняемость.

Для цитирования: *Харитонов В.В.* Распределение пористости неконсолидированной части киля торосов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. № 1. С. 44–59. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-44-59.

Поступила 17.09.2020 **После переработки 07.12.2020** **Принята 13.12.2020**

TRENDS IN POROSITY CHANGES OF THE UNCONSOLIDATED PART OF ICE RIDGE KEEL

*VICTOR V. KHARITONOV**

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

*kharitonov@aari.ru

Summary

An ice ridge is a special case of granular medium with a wide range of fractions. It represents a chaotic piling-up of blocks occurring under the action of gravity in the sail and due to the Archimedes force in the keel. An important characteristic of the internal structure of ice ridges is their porosity. Scientists from different countries have been dealing with this problem. First-year ice ridges are taken into consideration in Arctic and subarctic marine structural design, and the calculation of ice loads includes ridge porosity and strength, as well as other parameters. The aim of the present work is to discern the regularities of porosity distribution in the unconsolidated part of the keel with depth. Ice ridge porosity is identified by means of processing thermodrilling records. In this paper, porosity is interpreted as a step function equal to zero if there is ice at the point (x, y, z), and to one if there is no ice at the point (x, y, z). The author applies the model of compaction of the bulk medium under the influence of gravity, and, particularly for the keel, due to the Archimedes force. A zero depth corresponds to the lower surface of the keel, so each individual porosity distribution of the unconsolidated part of the keel at the drilling point must be shifted down until the maximum keel draft depth is reached in the region under consideration. After alignment, the step curves are averaged. The distance is measured up, starting from the depth of the maximum keel draft. The curve of the averaged porosity can be divided into segments reflecting the characteristic features of the distribution. According to the graphs, average porosity decreases exponentially. Ice ridges of several geographical regions are considered, and in each region is divided into groups by years of research. On the whole, 17 depth-wise distributions of the average porosity are obtained for seven regions. Each distribution was approximated according to the model, taking into account the average density of water and ice in the region. For each distribution, the values of compactibility and porosity at the zero depth, i. e. at the lower edge of the keel, were obtained; the second value only has mathematical sense. It is more convenient to consider the maximum value of the average porosity, which is taken as the initial porosity. With a probability of 90 %, the initial porosity is within the range of 0.450 ± 0.125. As the distance from the keel edge increases, the porosity curves converge to a fairly narrow range of values. At a distance of 12–14 m, this range is 0.07…0.12. The second parameter characterizing the porosity distribution in the unconsolidated part of the keel is compactibility. The steepness of the exponent approximating the average porosity curve depends on it, too. Compactibility is most affected by the strength of the ridged ice as well as the ice thickness. From the literature on the physical properties of ice it is known that as the temperature of ice increases, its strength decreases, and its plasticity increases. Thus, it can be concluded that compactibility is determined by the ice crystal structure as well the ice average temperature at the time of ridging — the warmer the ice, the higher the compactibility of the ice blocks in the keel.

Keywords: compactibility, ice ridge, keel, porosity.

For Citation: *Kharitonov V.V.* Trends in porosity changes of the unconsolidated part of ice ridge keel *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (1): 44–59. [In Russian]. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-44-59.

Received 17.09.2020 **Revised 07.12.2020** **Accepted 13.12.2020**

ВВЕДЕНИЕ

Торосы, как крупные ледяные образования, занимают в среднем 10–40 % от всего объема ледяного покрова [1]. Внутреннее строение торосов определяется обломками льда, слагающими единый массив [2–4]. Обломки льда, смерзшиеся между собой в теле торосистого образования, имеют различные размеры и форму, кроме того, они случайным образом ориентированы в пространстве. В результате смерзания обломков между собой образуется ледяной костяк торосистого образования со сложной структурой.

Важной характеристикой внутреннего строения торосов является их пористость. К. Хойланд [5] выделяет два уровня пористости: макропористость и общая пористость. Макропористость определяется как отношение объема пустот в выделенной области тороса к общему объему этой области. Пустоты могут быть заполнены снегом, воздухом, шугой или водой. Общая пористость включает также пористость ровного льда, из которого сложен торос, иными словами, учитываются также микропоры в блоках льда. Записи скорости термобурения дают границы и размеры пустот. В настоящей работе под пористостью Θ понимается следующая величина:

$$\begin{aligned} &\Theta(x, y, z) = 0, \text{ если в точке с координатами } (x, y, z) \text{ присутствует лед, и} \\ &\Theta(x, y, z) = 1, \text{ если отсутствует.} \end{aligned} \qquad (1)$$

Линейная пористость получается осреднением этой функции по вертикали на заданном интервале глубины, а объемная пористость — осреднением по заданному объему. Таким образом, распределение пористости по глубине в каждой точке бурения определяется ступенчатой функцией, где 0 соответствует льду, а 1 — пустоте. Пузырьки воздуха и ячейки с рассолом в блоках льда не учитываются. Определение объемной пористости тороса невозможно из-за его сложного внутреннего строения. Ее можно только оценить с помощью полученных распределений линейной пористости в разных точках. Объемная пористость равна среднему значению бесконечного количества линейных (в данном случае вертикальных) пористостей. Среди ледоисследователей принято осредненные значения линейной пористости считать объемной пористостью тороса [5].

В.Д. Грищенко [2] рассматривал вопрос распределения коэффициента заполнения, т. е. величины, противоположной пористости, по вертикали в свежих торосах. Он привел график коэффициента заполнения в зависимости от формы элементов сыпучей (кусковой) среды и сделал вывод о том, что коэффициент заполнения в центральной части гряды тороса (с центром на уровне моря) на 0,1–0,2 выше, чем в ее вершинной и килевой частях. В этой же работе данное явление связывается с действием сил тяжести и плавучести, способствующих концентрации и последующему уплотнению мелких обломков и тертого льда в центральной части гряды. Г.А. Сурков [6, 7] также отмечал увеличение пористости с глубиной в однолетних торосах. Он констатировал, что вертикальные размеры пустот между блоками льда увеличиваются с глубиной, а размеры самих блоков не меняются. Норвежские ученые исследовали строение тороса в Баренцевом море в 2002 г. [8]. По их данным, пористость в торосе изменялась с глубиной, ниже консолидированного слоя (КС) увеличиваясь с 0,2 до 0,5, а наибольшие по вертикальному размеру пустоты были сосредоточены в нижней части киля. Авторы отмечают, что чем ближе к уровню моря, тем более компактно сложены блоки в торосе, и связывают это также с положительной плавучестью льда.

О.М. Андреев [9], обобщая результаты исследований торосистых образований в 2003–2007 гг. в Баренцевом море, отмечает, что в свежих торосах, в которых КС либо отсутствовал, либо только начал формироваться, пористость в верхней части киля тороса меньше, нежели в нижней части. Он также связывает это явление с действием архимедовых сил и даже предлагает квадратичную зависимость, аппроксимирующую распределение пористости в киле тороса по глубине. Согласно этой зависимости, пористость изменялась от 0,1 при нулевой глубине до 0,4 при максимальном киле, однако, к сожалению, О.М. Андреев не представил какого-либо физического обоснования предложенной им квадратичной аппроксимации.

Торос представляет собой хаотическое нагромождение блоков, находящихся в парусе под действием силы тяжести, а в киле — силы тяжести, силы Архимеда, а также сил реакции взаимодействия между блоками. При расчетах ледовых нагрузок на гидротехнические сооружения его часто рассматривают как частный случай сыпучей среды с широким диапазоном фракций, например [10, 11]. В работе М.Н. Скачкова и А.И. Олейникова [12] рассмотрены вопросы уплотнения сыпучей среды под действием силы тяжести, а предложенные модели сопоставлены с экспериментальными данными по горным породам и снегу. Согласно приведенным в статье рассуждениям, происходит уменьшение пористости сыпучей среды с глубиной за счет повышения давления.

Цель данной работы — выявить закономерности распределения пористости неконсолидированной части киля торосов. Для достижения данной цели потребовалось решить следующие задачи:

– получить усредненные распределения пористости торосов по глубине для различных регионов;

– оценить характеристические параметры кривых пористости неконсолидированного киля как сыпучей среды;

– выявить связь этих параметров с другими атрибутами строения торосов.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Данные, на основе которых была выполнена эта работа, получены в 1998–2018 гг. в Печорском, Карском, Охотском, Каспийском, Азовском морях, в море Лаптевых и в проливе Шокальского вблизи ледового стационара «Ледовая база Мыс Баранова». Исследования проводились методом теплового бурения льда с записью скорости бурения на компьютер (логгер). Скорость бурения зависит от подаваемой на термобур тепловой мощности и пористости льда. Определение расположения пустот, плотного и рыхлого льда на отрезках скважины производится по скорости погружения бура, т. к. на участках рыхлого льда и особенно в пустотах движение термобура резко ускоряется. Необходимым условием репрезентативности данных о строении торосов является бурение скважин при постоянной тепловой мощности. Дополнительно измеряется расстояние от поверхности снежного покрова (льда) до уровня моря. Морфометрические характеристики торосов и их внутреннее строение определяются в результате обработки записей термобурения. Определяются величина надводной и подводной частей ледяного покрова, границы КС торосов, границы пустот, участки льда различной пористости.

МОДЕЛЬ

М.Н. Скачков [12] предлагает формулу для пористости Θ сыпучей среды (рис. 1*а*):

$$\Theta = 1 \Bigg/ \left[1 + \left(\frac{1}{\Theta_0} - 1 \right) e^{k\rho_i g z} \right], \qquad (2)$$

где Θ_0 — пористость при нулевой глубине, κ — коэффициент, характеризующий уплотняемость сыпучей среды, Па$^{-1}$; ρ_i — плотность скелета, т. е. льда, кг/м^3; g —

ускорение силы тяжести, м/с^2; z — глубина, м. Ю.П. Желтов [13] предлагает такую зависимость пористости от напряжения σ:

$$\Theta = \Theta_0 e^{-\beta_c(\sigma-\sigma_0)},$$

где β_c — сжимаемость, Па$^{-1}$; σ_0 — начальное среднее нормальное напряжение, Па. Важно, что оба автора предлагают экспоненциальную зависимость.

Применим модель М.Н. Скачкова к торосу как сыпучей среде и ограничимся для начала рассмотрением киля тороса. В этом случае областью, в которой отсутствуют напряжения сдавливания и которая характеризуется начальной пористостью, будет область, граничащая с нижней поверхностью киля (рис. 1*б*). По мере увеличения расстояния от края киля (направление вверх на рис. 1*б*) пористость будет уменьшаться под давлением нагромождения блоков льда, находящихся под действием силы Архимеда. Поэтому вместо гравитационной постоянной g в формуле (2) следует использовать величину $g_A = g(\rho_w - \rho_i)/\rho_w$, где ρ_w — плотность морской воды, кг/м^3. Величина g_A будет зависеть от средней плотности однолетнего морского льда и воды и колебаться в зависимости от условий ледообразования.

Запись скорости бурения в каждой точке можно представить в виде ступенчатой кривой, где пустотам будет соответствовать 1, а льду — 0. Поскольку пористость КС в большинстве случаев равняется нулю, ограничимся рассмотрением неконсолидированной части киля торосов. Для установления параметров распределения пористости как сыпучей среды на основе модели М.Н. Скачкова осредним индивидуальные распределения пористости неконсолидированного киля во всех точках бурения для каждого отдельного региона. Процедура осреднения будет следующей. Поскольку в выражении (2) нулевая глубина соответствует нижней поверхности киля (рис. 1*б*), а каждое индивидуальное распределение пористости располагается на своем интервале глубин, для осреднения их необходимо сдвинуть вниз до достижения глубины

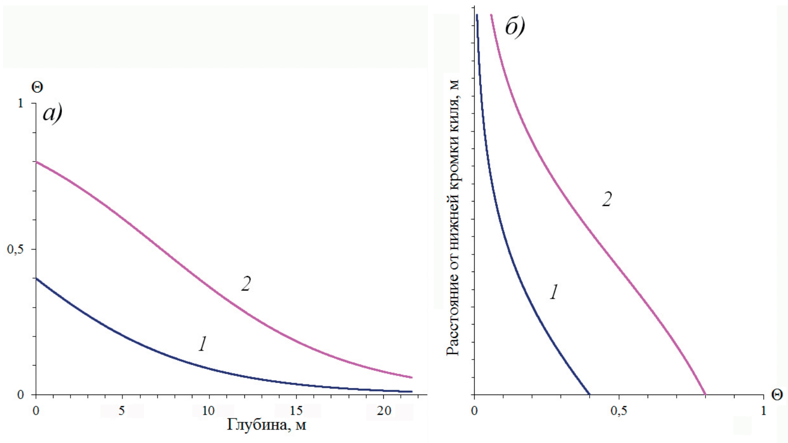

Рис. 1. Изменение пористости: *а*) падение пористости Θ сыпучей среды с глубиной z: *1* — среда с низкой пористостью ($\Theta_0 < 1/2$), *2* — среда с высокой пористостью ($\Theta_0 > 1/2$) [12]; *б*) уменьшение пористости киля тороса (ноль оси ординат соответствует нижней поверхности киля)

Fig. 1. Porosity change: *a*) drop in the porosity Θ with depth z: *1* — medium with low porosity ($\Theta_0 < 1/2$); *2* — medium with high porosity ($\Theta_0 > 1/2$) [12]; *б*) decrease in the porosity of ice ridge keel (zero y-axis corresponds to the lower ice ridge keel surface)

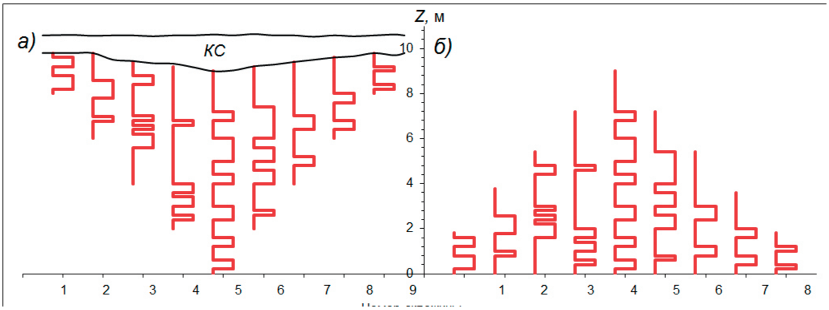

Рис. 2. Схематическое изображение киля тороса (*а*) и схема сдвига индивидуальных распределений пористости неконсолидированной части киля до горизонта максимальной осадки киля (*б*). КС — консолидированный слой. Красным цветом обозначены распределения пористости неконсолидированного киля в отдельных скважинах

Fig. 2. Schematic image of the ice ridge keel (*a*) and scheme for shifting individual porosity distributions of the unconsolidated part of the keel to the maximum keel draft depth (*б*). КС — consolidated layer. The red color indicates the porosity distributions of the unconsolidated part of the keel in individual boreholes

максимальной осадки киля. Схематично этот процесс проиллюстрирован на рис. 2. Красными линиями обозначены распределения пористости неконсолидированного киля в отдельных скважинах. Высота кривых соответствует длине скважины в неконсолидированном киле. После выравнивания всех индивидуальных распределений на глубине максимальной осадки киля последовательно рассматриваются все глубины от максимальной глубины киля до нижней границы КС в точке максимального киля и осредняются ступенчатые кривые по тем скважинам, которые превышают рассматриваемый горизонт. Отсчет глубины производится вверх, начиная от глубины максимальной осадки киля.

В результате этой процедуры получены распределения пористости неконсолидированной части киля как сыпучей среды по глубине для районов проведения исследований. Сюда вошли данные о торосах Охотского моря 1998 и 2006 гг., Печорского моря 1999 г., Каспийского моря 2003, 2008 и 2013 гг., Азовского моря 2005 г., Карского моря и моря Лаптевых 2014 и 2015 гг., Хатангского залива 2017 г., Байдарацкой губы 2007 и 2010 гг., пролива Шокальского 2016–2019 гг.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Изменение пористости сыпучей среды, которой является неконсолидированный киль, по мере удаления от края киля хорошо иллюстрирует пример на рис. 3, показывающий результаты осреднения по всем точкам бурения на торосах с дискретностью 1 см, а также количество осредняемых значений пористости на каждом горизонте. Данные получены во время исследований торосов Охотского моря на шельфе о. Сахалин в 1998 и 2006 гг.

Кривую пористости в области неконсолидированного киля можно разбить на три отрезка, соответствующих зонам, отражающим характерные особенности распределения. Поскольку ступенчатое распределение пористости в каждой точке бурения в нижней граничной части киля всегда заканчивается нулем, соответствующим льду, средняя пористость здесь будет нулевая. С удалением от нижнего края киля все чаще в отдельных скважинах будут встречаться пустоты и средняя пористость

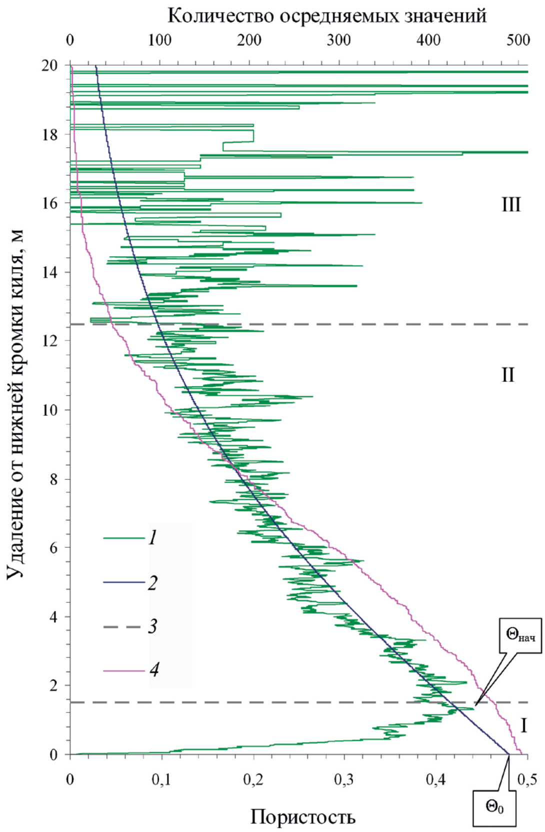

Рис. 3. Результаты осреднения пористости сыпучей среды, которой является неконсолидированный лед киля, по всем точкам бурения на торосах Охотского моря на шельфе о. Сахалин в 1998 и 2006 гг. по глубине.

1 — пористость, *2* — аппроксимирующая кривая по формуле (2), *3* — границы выделенных зон, *4* — количество усредняемых значений пористости на каждом горизонте. Θ_0 — нулевая пористость, $\Theta_{нач}$ — начальная пористость. Римскими цифрами показаны зоны различной тенденции изменения пористости в киле. Аппроксимация выполнена в зоне II

Fig. 3. Depth-wise distribution of the averaged porosity of ice ridges investigated in 1998 and 2006 in the Sea of Okhotsk.

1 — porosity, *2* — approximating line by formula (2), *3* — boundaries of the marked zones, *4* — the number of averaged porosity values at each depth. Θ_0 — porosity at zero, $\Theta_{нач}$ — initial porosity. The Roman numerals designate zones with different trends in porosity changes of the ice ridge keel. Approximation is performed in zone II

будет повышаться. Поэтому первая зона простирается от нижней границы киля (нулевое расстояние от края киля) до удаления, на котором средняя пористость достигает максимума. Характер изменения средней пористости на этом участке будет определяться распределением вертикального размера блоков льда на нижней границе киля. Максимальное значение средней пористости определим как начальную пористость $\Theta_{нач}$. Вторая зона характеризует уплотнение неконсолидированной части киля под действием силы Архимеда. Третья зона характеризуется увеличением разброса значений средней пористости с увеличением расстояниия за счет уменьшения ко-

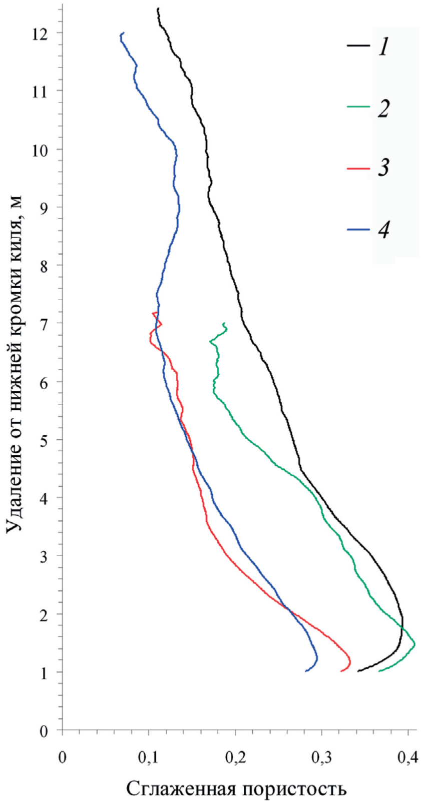

Рис. 4. Сглаженная осредненная пористость сыпучей среды, которой является неконсолидированный лед киля торосов различных регионов.

1 — Охотское море, *2* — Каспийское море, 2013 г., *3* — припай пролива Шокальского, *4* — Байдарацкая губа

Fig. 4. Depth-wise distributions of the averaged and smoothed porosity of the loose medium, a special case of which is broken keel ice.

1 — Sea of Okhotsk, *2* — Caspian Sea 2013, *3* — fast ice in the Shokal'skogo Strait, *4* — Baidaratskaya Bay of the Kara Sea

личества усредняемых данных, которое показывает кривая количества значений. При дальнейшем удалении от края киля начинают преобладать ступенчатые изменения пористости, которые обусловлены единичными усредняемыми распределениями.

Такие же зоны можно выделить и в парусе, но их протяженность будет отличаться из-за того, что блоки в парусе уплотняются под действием силы тяжести, которая существенно больше силы Архимеда. Тенденции изменения пористости с увеличением расстояния от края киля, характеризующиеся тремя выделенными зонами, присущи распределениям во всех рассматриваемых регионах. На рис. 3 приведена также аппроксимация распределения пористости в зоне II формулой (2) М.Н. Скачкова.

Для лучшего восприятия было решено сгладить распределения пористости скользящим средним с окном сглаживания два метра. На рис. 4 приведены для иллюстрации сглаженные распределения для нескольких регионов — Байдарацкой губы, Каспийского моря, шельфа о. Сахалин и пролива Шокальского.

Некоторые особенности приведенных на рис. 4 распределений требуют пояснений. Так, кривые пористости торосов Байдарацкой губы и пролива Шокальского несколько смещены в сторону меньших значений пористости. Необходимо учитывать особенности этих регионов. На осадку торосов Байдарацкой губы влияют мелководные участки, на которых при взаимодействии киля с дном происходит обламывание выступающих частей киля [14]; киль приобретает форму трапеции. Подобная трапециевидная форма киля наблюдается и у торосов в проливе Шокальского, но там торосы находятся в припае, и разрушение нижней части киля происходит под действием подледных течений. Моделирование распределения пористости с учетом этого разрушения киля показало, что в этом случае крутизна кривой, т. е. показатель экспоненты, практически не изменяется, а сама кривая смещается в сторону меньших значений пористости, что и можно наблюдать на рис. 4. К тому же кривая пористости для торосов пролива Шокальского в своей средней части сильнее выгнута в сторону меньших значений пористости. В данном случае заметно влияние эффекта, описанного в работах [15, 16] и объясняющего влияние проницаемости килей торосов для окружающей воды на уменьшение пористости неконсолидированной части киля. Этот эффект усиливается, особенно если торосы находятся в припае. Несколько несообразный вид кривой пористости торосов Каспийского моря 2013 г. определяется большим разбросом значений, т. к. по сравнению с другими кривыми объем осредняемых данных был существенно (как минимум в три раза) меньше, чем в остальных случаях.

Распределения пористости неконсолидированного киля как сыпучей среды рассмотрены для всех регионов, в которых проводились исследования, и разбиты по годам. Всего получилось 17 распределений, и каждое распределение было аппроксимировано согласно формуле (2) с учетом плотности воды в регионе и средней плотности льда. Таким образом, для каждого распределения были получены три значения — уплотняемость к, нулевая и начальная пористости (Θ_0 и $\Theta_{нач}$).

От чего может зависеть нулевая пористость? Проведенный анализ не выявил какой-либо значимой корреляции ее с другими параметрами строения торосов. Тем более что, как уже упоминалось, нулевая пористость зависит от условий дрейфа торосов, например мелководья. Более репрезентативна начальная пористость $\Theta_{нач}$ (см. рис. 3). Не обнаружено также большой корреляции этой величины с другими параметрами тороса, но ее разброс существенно меньше, чем нулевой пористости Θ_0. С вероятностью 90 % значение $\Theta_{нач}$ лежит в интервале 0,450 ± 0,125. Другими словами, пористость в нижней части киля будет находиться в пределах 0,32…0,58. В работе Г.А. Суркова [7] отмечено, что в торосах Охотского и Балтийского морей пористость части киля ниже КС растет с глубиной от 0,27 до 0,4–0,5. Согласно измерениям К. Хойланда [17], пористость в нижней части киля находится в пределах 0,30…0,46. Наши данные достаточно хорошо совпадают с приведенными в этих работах величинами.

Несмотря на довольно большой разброс начальной пористости, с ростом расстояния от края киля кривые пористости сходятся к довольно узкому диапазону значений. Так, на расстоянии порядка 12–14 м этот диапазон составляет 0,07…0,12.

В литературных источниках встречается информация, что пористость сыпучей среды зависит от соотношения длины и толщины отдельных элементов — чем выше это соотношение, тем пористость больше. На рис. 5 приведены результаты измерения пористости лабораторных торосов из [4], график из [2], результаты экспериментов

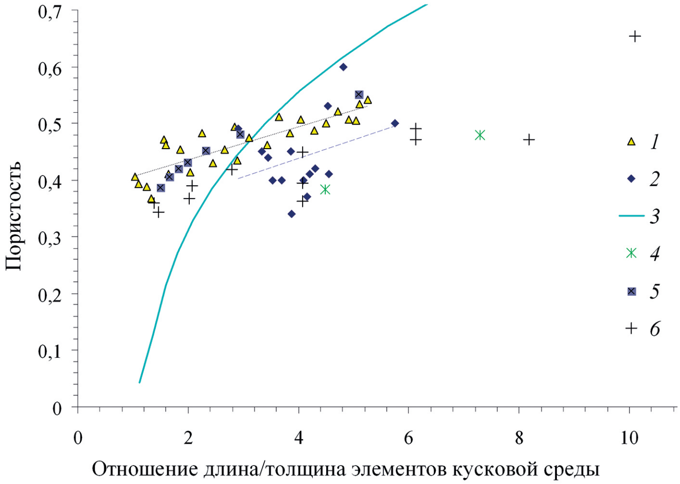

Рис. 5. Изменение пористости в зависимости от соотношения длины и толщины элементов кусковой среды.

1 — [4], *2* — $\Theta_{нач}$, *3* — [2], *4* — [18], *5* — [19], *6* — ЛЕГО (бруски)

Fig. 5. Change in the porosity versus “length/thickness” ratio of the lump medium elements.

1 — [4], *2* — $\Theta_{нач}$, *3* — [2], *4* — [18], *5* — [19], *6* — LEGO (bars)

из [18], результаты математического моделирования [19], результаты экспериментов с конструктором ЛЕГО. На диаграмме для сравнения добавлена также и начальная пористость $\Theta_{нач}$, хотя статистически значимая корреляционная связь между начальной пористостью и соотношением длины и толщины блоков отсутствует. Необходимо отметить, что в массиве значений опущена одна точка, соответствующая соотношению длина/толщина, равному 12,1, которому соответствует начальная пористость 0,63. Эти значения получены для торосов Азовского моря, однако ввиду крайне недостаточного количества осредняемых данных репрезентативность этой точки мала, хотя она вполне укладывается в общий тренд.

Необходимо иметь в виду, что в каждом лабораторном или модельном эксперименте [4, 18–19] все элементы были одного размера. В реальных условиях значение отношения длина/толщина — это среднее значение выборки. А также варьирует не только это значение, но и габаритные размеры блоков льда. За счет наличия в нагромождении торосистого льда целого спектра размеров и соотношений длина/толщина, пористость такой среды существенно меньше, чем в эксперименте. Тем не менее с некоторой осторожностью можно констатировать, что начальная пористость определяется неким параметром удлиненности блоков льда. Чем более вытянутые блоки льда, тем начальная пористость больше.

Анализ уплотняемости киля

Основной параметр, характеризующий распределение пористости в неконсолидированной части киля, — уплотняемость κ. От уплотняемости зависит скорость убывания функции, аппроксимирующей кривую усредненной пористости в этой части киля (см. формулу (2)). Согласно полученным значениям уплотняемости, эта величина имеет разброс от $1{,}4\cdot10^{-4}$ до $6{,}8\cdot10^{-4}$ Па$^{-1}$, в среднем $3{,}0\cdot10^{-4}$ Па$^{-1}$.

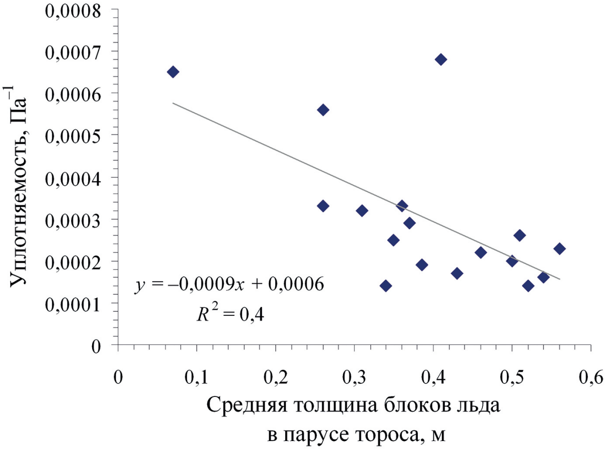

Рис. 6. Зависимость уплотняемости киля от средней толщины блоков льда в парусе торосов

Fig. 6. Dependence of the compactibility on the average thickness of ice blocks in the ice ridge sail

Рис. 6 иллюстрирует зависимость уплотняемости κ от средней толщины блоков льда в парусе, которая является хорошим индикатором толщины торосящегося льда. Неожиданным является результат, из которого следует, что уплотняемость нагромождения обломков толстого льда невысока. Влияние толщины торосящегося льда на уплотняемость начинается примерно с 0,4 м и менее. Чем тоньше лед, тем уплотняемость киля выше, причем эта зависимость нелинейна.

Однако большой разброс точек, соответствующих примерно одинаковым толщинам блоков льда, показывает, что уплотняемость рассматриваемой сыпучей среды — киля — определяется, помимо толщины торосящегося льда, еще и другими его физическими свойствами.

Необходимо оговориться, что в настоящее время автору неизвестны достоверные подтверждающие исследования и вопрос может быть рассмотрен лишь гипотетически. Уплотняемость сыпучей среды, которой является битый лед киля, зависит от шероховатости внешней поверхности блоков льда, способности к обламыванию выступающих частей, разламыванию и крошению и т. п. Эти свойства определяются прочностью льда, которая напрямую зависит от его температуры в момент торошения, и кристаллическим строением.

Из механики сыпучих сред известно, что уплотняемость металлических порошков, к примеру, зависит главным образом от пластичности частиц и в меньшей степени от их размеров [20]. На уплотняемость наиболее сильно влияют свойства материала порошка: чем он пластичнее, тем лучше его уплотняемость [21]. К этому добавляется еще влияние формы их частиц. В работе [12] М.Н. Скачков приводит значение уплотняемости снега $\kappa_{сн} = 1{,}65 \cdot 10^{-4}$ Па$^{-1}$. Уплотняемость, то есть податливость материала к уплотнению, у снега находится примерно на краю диапазона значений уплотняемости нагромождения блоков неконсолидированного льда в киле тороса. Другими словами, снег уплотняется гораздо хуже льда. Этот на первый взгляд парадоксальный результат объясним, т. к. известно, к примеру, что на уплотняемость наиболее сильно влияют свойства материала и форма сыпучих частиц: вследствие межчастичного трения грубые порошки уплотняются лучше тонких [21]. Порошки с широким спектром размеров в области крупных частиц лучше прессуются. Аналогичный вывод при рассмотрении уплотняемости грунтов сделан в [22]. Морская вода, снижающая трение ледяных блоков в местах контактов, благоприятствует их уплотнению.

На пластичность льда оказывает влияние его температура [23, 24]. Чем выше температура льда, тем лед пластичнее. В то же время прочность льда уменьшается с повышением его температуры [24–26]. Однако следует иметь в виду, что влияние температуры льда на уплотняемость киля происходит не только посредством изменения прочности и пластичности льда, а, с большой вероятностью, за счет скорости смерзания блоков в месте контактов. Чем меньше температура льда, тем больший в нем запас холода и быстрее происходит смерзание блоков во время торошения.

Для изучения вопроса влияния на уплотняемость киля температуры торосящегося льда была выполнена оценка возраста торосов, исследованных в Байдарацкой губе в 2007 и 2010 гг., по соотношению мод распределений толщины блоков льда в парусе и толщины окружающего торосы ровного льда, а также оценка температуры воздуха в период предполагаемого торошения. Аналогичные оценки были сделаны для одного из торосов, исследованных автором в проливе Шокальского в 2016 г. Для каждого тороса Байдарацкой губы 2007 г. и тороса пролива Шокальского 2016 г. было построено распределение пористости неконсолидированного киля по вышеописанной методике и аппроксимировано формулой (2). Торосы 2010 г. были сгруппированы по предполагаемому возрасту, и для каждой группы также были построены распределения пористости и аппроксимированы формулой (2). В результате аппроксимации получены 13 значений уплотняемости к для построенных распределений. Связь уплотняемости к и предполагаемой температуры воздуха в период торошения приведена на рис. 7.

Будем исходить из того, что температура воздуха оказывает сильное влияние на среднюю температуру льда [27, 28], поэтому предполагаемая температура воздуха, приведенная на графике рис. 7, является хорошим индикатором для температуры льда.

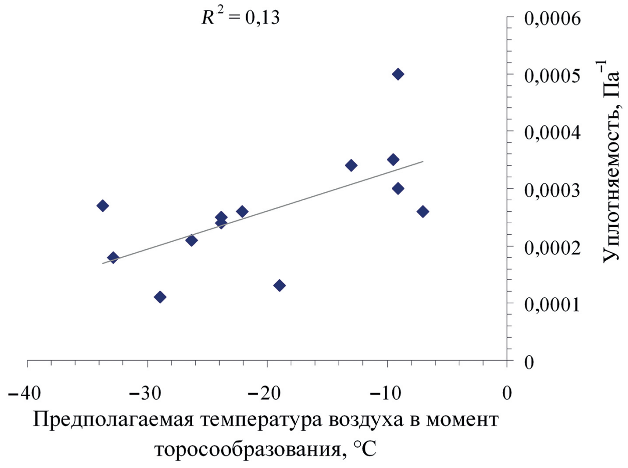

Рис. 7. Зависимость уплотняемости киля от предполагаемой температуры воздуха в момент торосообразования

Fig. 7. Dependence of the compactibility on the proposed air temperature at the moment of ice ridge formation

ВЫВОДЫ

После выполненного анализа можно сделать следующие выводы:

1. Пористость неконсолидированной части киля торосов как сыпучей среды имеет тенденцию экспоненциально уменьшаться с глубиной.

2. Пористость неконсолидированной части киля торосов достигает максимальных значений на нижнем краю киля и находится с 90-процентной вероятностью в диапазоне 0,450 ± 0,125.

3. Чем больше соотношение длины и толщины блоков льда, образующихся при торошении, тем больше пористость нижней части киля торосов.

4. Уплотняемость неконсолидированной части киля как сыпучей среды изменяется в пределах от $1{,}4 \cdot 10^{-4}$ до 6,8·10–4 $Па^{-1}$, в среднем $3{,}0 \cdot 10^{-4}$ $Па^{-1}$.

5. Уплотняемость киля в процессе торошения определяется прочностью торосящегося льда, которая, в свою очередь, определяется кристаллическим строением и средней температурой льда в момент торошения — чем теплее лед, тем уплотняемость выше.

Конфликт интересов. Автор статьи не имеет конфликта интересов.

Финансирование. Отсутствует.

Благодарности. Автор выражает благодарность рецензенту данной статьи д-ру техн. наук К.Е. Сазонову за принципиальную позицию и непримиримость в отстаивании истины, которые вынудили автора признать ошибки и переработать статью.

Competing interests. The author has no competing interests.

Funding. Absent.

Acknowledgments. I kindly thank the reviewer of this article, Dr. K.E. Sazonov for his uncompromising stance and indefatigability in defending the truth, which led me to recognize mistakes and revise the manuscript.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Leppäranta M.* The Drift of Sea Ice. 2nd ed. Heidelberg: Springer-Verlag, 2011. 350 p.

2. *Грищенко В.Д.* Морфометрические характеристики гряд торосов на льдах Арктического бассейна // Труды ААНИИ. 1988. Т. 401. С. 46–55.

3. *Бородачев В.Е., Гаврило В.П., Казанский М.М.* Словарь морских ледовых терминов. СПб.: Гидрометеоиздат, 1994. 128 с.

4. *Астафьев В.Н., Сурков Г.А., Трусков П.А.* Торосы и стамухи Охотского моря. СПб.: Пресс-Погода, 1997. 208 с.

5. *Høyland K.V.* Consolidation of first-year sea ice ridges // Journal of the Geophysical Research. 2002. V. 107 (C6), P. 15-1–15-15. doi: 10.1029 / 2000JC000526.

6. *Surkov G.A.* Thickness of the consolidated layer in first-year hummocks // Proc. 16th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. Ottawa, Ontario, Canada. August 12–17, 2001. Ottawa, 2001. P. 245–252.

7. *Surkov G.A.* Internal Structure of First-Year Hummocks // Proc. of the 11th (2001) ISOPE. Stavanger, Norway. June 17–22, 2001. V. 1. P. 796–798.

8. *Bonnemaire B., Høyland K.V., Liferov P., Moslet P.O.* An ice ridge in the Barents Sea, part I: morphology and physical parameters in-situ // Proc. of the 17th Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. Trondheim, Norway. June 16–19, 2003. Trondheim, 2003. V. 2. P. 559–568.

9. *Андреев О.М.* Влияние вертикальной неоднородности заполнения киля тороса на скорость его промерзания // Лед и снег. 2013. № 53 (2). С. 63–68.

10. *Алексеев Ю.Н., Афанасьев В.П., Литонов О.Е., Мансуров М.Н., Панов В.В., Трусков П.А.* Ледотехнические аспекты освоения морских месторождений нефти и газа / Под ред. О.Е. Литонова и В.В. Панова. СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. 360 с.

11. *Болгов М.В., Красножон Г.Ф., Любушин А.А.* Каспийское море: экстремальные гидрологические события / Под ред. Хубларяна М.Г. М.: Наука, 2007. 381 с.

12. *Олейников А.И., Скачков М.Н.* Модель уплотняемых сыпучих тел и некоторые ее приложения // Моделирование систем. 2011. № 4 (30). С. 48–57.

13. *Желтов Ю.П.* Разработка нефтяных месторождений. М.: Недра, 1998. 208 с.

14. *Миронов Е.У., Порубаев В.С.* Статистическая модель морфометрии гряды тороса в юго-западной части Карского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 3 (89). С. 49–61.

15. *Shestov A.S., Marchenko A.V.* The consolidation of saline ice blocks in water of varying freezing points: Laboratory experiments and computer simulations // Cold Reg. Sci. Technol. 2016. V. 122. P. 71–79.

16. *Shestov A.S., Marchenko A.V.* Thermodynamic consolidation of ice ridge keels in water at varying freezing points // Cold Reg. Sci. Technol. 2016. V. 121. P. 1–10.

17. *Høyland K.V.* Morphology and small-scale strength of ridges in the North-western Barents Sea // Cold Reg. Sci. Technol. 2007. V. 48. P. 169–187.

18. *Rahli O., Tadrist L., Blanc R.* Experimental analysis of the porosity of randomly packed rigid fibers // Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Series IIB — Mechanics-Physics-Astronomy. 1999. V. 327 (8). P. 725–729.

19. *Boton M., Azéma E., Estrada N., Radjai F., Lizcano A.* Quasistatic rheology and microstructural description of sheared granular materials composed of platy particles // Physical Review E87, American Physical Society. 2013. V. 87 (3) P. 1–15.

20. Новые материалы в технике / Под ред. Тростянской Е.Б., Колачева Б.А., Сильвестровича С.И. и др. М.: Химия, 1964. 656 с.

21. *Борисенко Н.И.* Инструментальные твердые сплавы: Лабораторный практикум. М., 2009. 174 с.

22. *Телешев В.И., Ватин Н.И., Марчук А.Н., Комаринский М.В.* Производство гидротехнических работ. Ч. 1. Общие вопросы строительства. Земляные и бетонные работы: Учебник для вузов. М.: Издательство АСВ, 2012. 488 с.

23. *Богородский В.В., Гаврило В.П.* Лед: Физические свойства. Современные методы гляциологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 384 с.

24. *Ervik Å., Høyland K.V., Shestov A., Nord T.S.* On the decay of first-year ice ridges: Measurements and evolution of rubble macroporosity, ridge drilling resistance and consolidated layer strength // Cold Reg. Sci. Technol. 2018. V. 151. P. 196–207.

25. *Песчанский И.С.* Ледоведение и ледотехника. Л.: Гидрометеоиздат, 1967. 464 с.

26. *Johnston M.* A decade of probing the depths of thick multi-year ice to measure its borehole strength // Cold Reg. Sci. Technol. 2014. V. 99. P. 46–65.

27. *Гайцхоки Б.Я., Спицын В.А.* Некоторые результаты измерения температуры льда на дрейфующей станции «Северный полюс-13ф» // Труды ААНИИ. 1970. Т. 295. С. 154–158.

28. *Perovich D.K., Elder B.C.* Temporal evolution of Arctic sea-ice temperature // Annals of Glaciology. 2001. V. 33. № 1. P. 207–211.

REFERENCES

1. *Leppäranta M.* The Drift of Sea Ice, 2nd ed. Heidelberg: Springer-Verlag, 2011: 350 p.

2. *Grishtchenko V.D.* Morphometric characteristics of ice ridges in the Arctic Basin. *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta.* Proc. of AARI. 1988, 401: 46–55. [In Russian].

3. *Borodachev V.E., Gavrilo V.P., Kazansky M.M. Slovar morskikh ledovykh terminov.* Glossary of sea ice terms. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 1994: 128 p. [In Russian].

4. *Astafyev V.N., Surkov G.A., Truskov P.A. Torosy i stamukhi Okhotskogo moray.* Ice ridges and stamukhas of the Sea of Okhotsk. St. Petersburg: Progress-Pogoda, 1997: 208 p. [In Russian].

5. *Høyland K.V.* Consolidation of first-year sea ice ridges. Journal of Geophysical Research. 2002, 107 (C6): 15-1–15-15. doi: 10.1029 / 2000JC000526.

6. *Surkov G.A.* Thickness of the consolidated layer in first-year hummocks. Proc. 16th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. Ottawa, Ontario, Canada. August 12–17, 2001: 245–252.

7. *Surkov G.A.* Internal structure of first-year hummocks. Proc. of the 11th (2001) ISOPE. Stavanger, Norway, June 17–22, 2001, 1: 796–798.

8. *Bonnemaire B., Høyland K.V., Liferov P., Moslet P.O.* An ice ridge in the Barents Sea, part I: morphology and physical parameters in-situ. Proc. of the 17th Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. Trondheim, Norway, June 16–19, 2003. Trondheim: 2003, 2: 559–568.

9. *Andreev O.M.* Effect of vertical inhomogeneity of the ridge keel filling on its freezing rate. *Led i sneg.* Ice and Snow. 2013, 53 (2): 63–68. [In Russian].

10. *Alekseev Iu.N., Afanas'ev V.P., Litonov O.E., Mansurov M.N., Panov V.V., Truskov P.A. Ledotekhnicheskie aspekty osvoeniia morskikh mestorozhdenii nefti i gaza*. Ice engineering aspects of offshore oil and gas fields development. Ed.: Litonov O.E., Panov V.V. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 2001: 360 p. [In Russian].

11. *Bolgov M.V., Krasnozhon G.F., Liubushin A.A. Kaspiiskoe more: ekstremal'nye gidrologicheskie sobytiia.* Caspian Sea: extreme hydrological events. Ed. by Khublarian M.G. Moscow: Nauka, 2007: 381 p. [In Russian].

12. *Oleinikov A.I., Skachkov M.N.* Model of compacted bulk solids and some of its applications. Modelirovanie sistem. System modeling. 2011, 4 (30): 48–57. [In Russian].

13. *Zheltov Yu.P. Razrabotka neftianykh mestorozhdenii.* Oil field development. Moscow: Nedra, 1998: 208 p. [In Russian].

14. *Mironov Ye.U., Porubayev V.S.* Statistical model of ice ridge morphometry in the southwestern part of the Kara Sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2011, 3 (89): 49–61. [In Russian].

15. *Shestov A.S., Marchenko A.V.* The consolidation of saline ice blocks in water of varying freezing points: Laboratory experiments and computer simulations. Cold Reg. Sci. Technol. 2016, 122: 71–79.

16. *Shestov A.S., Marchenko A.V.* Thermodynamic consolidation of ice ridge keels in water at varying freezing points. Cold Reg. Sci. Technol. 2016, 121: 1–10.

17. *Høyland K.V.* Morphology and small-scale strength of ridges in the North-western Barents Sea. Cold Reg. Sci. Technol. 2007, 48: 169–187.

18. *Rahli O., Tadrist L., Blanc R.* Experimental analysis of the porosity of randomly packed rigid fibers. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences — Series IIB — Mechanics-Physics-Astronomy. 1999, 327 (8): 725–729.

19. *Boton M., Azéma E., Estrada N., Radjai F., Lizcano A.* Quasistatic rheology and microstructural description of sheared granular materials composed of platy particles. Physical Review E87, American Physical Society. 2013, 87: 1–15.

20. *Novye materialy v tekhnike.* New materials in technology. Ed. Trostianskaia E.B., Kolachev B.A., Sil'vestrovich S.I. et al. Moscow: *Khimiia*, 1964: 656 p. [In Russian].

21. *Borisenko N.I. Instrumental'nye tverdye splavy. Laboratornyi praktikum.* Tool hard alloys. Moscow, 2009: 174 p. [In Russian].

22. *Teleshev V.I., Vatin N.I., Marchuk A.N., Komarinskii M.V. Proizvodstvo gidrotekhnicheskikh rabot. Chast' 1. Obshchie voprosy stroitel'stva. Zemlianye i betonnye raboty. Uchebnik dlia vuzov.* Production of hydraulic engineering works. Part 1. General construction issues. Earth and concrete works. Textbook for universities. Moscow: ASV, 2012: 488 p. [In Russian].

23. *Bogorodsky V.V, Gavrilo V.P. Led. Fizicheskie svoystva. Sovremennye metody glyatsiologii.* Ice. Physical properties. Modern methods of glaciology. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1980: 384 p. [In Russian].

24. *Ervik Å., Høyland K.V., Shestov A., Nord T.S.* On the decay of first-year ice ridges: Measurements and evolution of rubble macroporosity, ridge drilling resistance and consolidated layer strength. Cold Reg. Sci. Technol. 2018, 151: 196–207.

25. *Peschanskii I.S. Ledovedenie i ledotekhnika.* Ice science and ice equipment. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1967: 464 p. [In Russian].

26. *Johnston M.* A decade of probing the depths of thick multi-year ice to measure its borehole strength. Cold Reg. Sci. Technol. 2014, 99: 46–65.

27. *Gaitskhoki B.Ia., Spitsyn V.A.* Some of the results of measuring the ice temperature at the drifting station «North Pole-13f». *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta.* Proc. of AARI. 1970, 295: 154–158. [In Russian].

28. *Perovich D.K., Elder B.C.* Temporal evolution of Arctic sea-ice temperature. Annals of Glaciology. 2001, 33 (1): 207–211.

https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-60-66
УДК 551.326.3

МНЕНИЕ OPINION

К ВОПРОСУ О ПОРИСТОСТИ КИЛЯ ТОРОСА
(ПО ПОВОДУ СТАТЬИ В.В. ХАРИТОНОВА)

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

Обсуждается возможность применения модели сыпучей среды для анализа физических процессов в киле тороса. Высказано мнение, что для ряда задач, таких как эволюция киля тороса, такая модель не подходит. Также высказано мнение о том, что уменьшение пористости киля тороса во времени обусловлено в первую очередь термодинамическими факторами.

Ключевые слова: киль тороса, нарастание льда, пористость, тепловое сопротивление.

Для цитирования: *Сазонов К.Е.* К вопросу о пористости киля тороса (по поводу статьи В.В. Харитонова) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. № 1. С. 60–66. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-60-66.

Поступила 24.11.2020 **После переработки 19.01.2021** **Принята 21.01.2021**

ON THE POROSITY OF RIDGE KEEL
(WITH REFERENCE TO VICTOR V. KHARITONOV'S PAPER)

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 article discusses whether the model of loose granular medium is applicable to the analysis of physical processes in the ridge keel. It is argued that the model is not valid for dealing with a number of problems such as the evolution of the ridge keel. It is also suggested that the decrease in keel porosity in time is primarily caused by thermodynamic factors.

Keywords: ice buildup, porosity, ridge keel, thermal resistance.

For Citation: *Sazonov K.E.* On the porosity of ridge keel (with reference to V.V. Kharitonov's paper). *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (1): 60–66. [In Russian]. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-60-66.

Received 24.11.2020 **Revised 19.01.2021** **Accepted 21.01.2021**

ВВЕДЕНИЕ

В этом номере журнала опубликована статья В.В. Харитонова «Распределение пористости неконсолидированной части киля торосов». Автор статьи выражает мне благодарность «за принципиальную позицию и непримиримость в отстаивании истины, которые вынудили автора признать ошибки и переработать статью». На мой взгляд, статья в ходе ее переработок была существенно улучшена, поэтому мною в итоге была дана положительная рецензия. Тем не менее остался ряд вопросов, которые, по моему мнению, являются предметом научной дискуссии, а не причиной отклонения статьи. Поэтому, воспользовавшись любезным предложением редколлегии журнала, я решил в этой краткой статье обсудить указанные вопросы. Необходимо сразу отметить, что рассуждения, приводимые ниже, носят качественный характер и сводятся к обсуждению возможных физических сценариев происходящих процессов.

Пористость n или коэффициент заполнения льдом $\kappa_R = 1 - n$ киля тороса является важной физической характеристикой этого ледяного образования. От этой величины во многом зависит характер эволюции тороса во времени [1]. В практических приложениях пористость киля тороса играет важную роль при расчете ледовых нагрузок на суда [2] и инженерные сооружения [3, 4, 5] при их взаимодействии с такими ледяными образованиями. Поэтому актуальность и практическая значимость работ по изучению этой характеристики не вызывает сомнения. Изучению пористости киля тороса посвящено достаточно большое количество исследований [6, 7, 8 и др.].

Необходимо отметить, что в последнее время помимо киля тороса активно изучается еще один объект, свойства которого во многом совпадают со свойствами торосистых образований. Речь идет о ледяных каналах [9, 10] и акваториях, заполненных тертым льдом. Многие протекающие во времени физические процессы в таких каналах аналогичны процессам, которые наблюдаются в киле тороса. Например, в таких ледяных каналах происходит формирование консолидированного слоя льда, при этом пористость слоя тертого льда играет важнейшую роль в этом процессе [11, 12, 13 и др.].

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОРИСТОСТИ, МОДЕЛЬ СРЕДЫ

По определению пористостью называется отношение объема полостей V_{cav}, содержащихся в некотором выделенном объеме материала V, к этому объему:

$$n = V_{cav}/V. \tag{1}$$

Таким образом, пористость является объемной (интегральной) величиной.

В работе В.В. Харитонова применяется следующая методология определения «пористости». По результатам термобурения торосов для каждой скважины определяется положение по вертикали зон залегания полостей в киле тороса. Далее, используя весь массив данных по скважинам всех исследованных торосов региона, автор определяет для каждого горизонта с шагом 1 см следующую величину:

$$m = N_{cav}/N, \tag{2}$$

где N_{cav} — число измерений, в которых на рассматриваемом горизонте наблюдалась полость; N — общее число измерений на рассматриваемом горизонте.

В.В. Харитонов отождествляет полученную величину m с пористостью киля тороса n. Если строго следовать определению пористости, то величина m представляет собой некоторую величину, в какой-то мере аналогичную пористости n', которая задается следующим выражением:

$$n' = \frac{4\pi N_{cav} d^2 \Delta z}{4\pi N d^2 \Delta z} = \frac{N_{cav}}{N}, \tag{3}$$

где $d \approx const$ — диаметр скважины, Δz = 1 см — шаг осреднения данных.

Строго пористость группы из k торосов на некотором горизонте z должна определяться по формуле:

$$n\big|_{z=z^*} = \frac{\sum_i S_{cav_i} \Delta z}{\sum_k S_{h_i} \Delta z}, \tag{4}$$

где $\sum_i S_{cav_i}$ — сумма площадей всех полостей в k торосах на рассматриваемом горизонте; $\sum_k S_{h_i} \Delta z$ — сумма площадей горизонтальных сечений k торосов на заданном горизонте.

Очевидно, что может быть только случайное совпадение результатов расчетов по формулам (3) и (4).

В.В. Харитонов указывает, что для описания киля тороса им применяются подходы механики сыпучей среды. В большинстве работ по морской ледотехнике для описания характеристик киля тороса и параметров его воздействия на инженерные сооружения используется аппарат механики сыпучей среды. Однако использование этого аппарата обусловлено не тем, что он идеально подходит для рассматриваемого объекта, а отсутствием каких-либо других моделей, которые хотя бы приближенно могли бы описать столь сложный объект исследования. Из этого следует, что применять подходы и аппарат механики сыпучей среды к описанию различных процессов, происходящих в киле тороса, следует с большой осторожностью. Базовым предположением механики сплошной среды, в том числе и механики сыпучей среды, является малость структурного элемента среды. Именно это требование нарушается для киля тороса. В некоторых прикладных задачах, например, при изучении воздействия киля тороса на инженерное сооружение или корпус судна, подход механики сыпучей среды можно применять для получения приближенных оценок, учитывая существенное превышение характерными размерами взаимодействующих с килем тороса объектов по сравнению с размерами обломков льда, слагающих киль. В других задачах приближение сыпучей среды не работает. К таким задачам относятся, по мнению автора заметки, задачи изучения пористости и эволюции торосистых образований. Необходимо отметить, что более обоснованным является применение методов механики сыпучей среды при рассмотрении различных физических процессов, происходящих в набитых тертым льдом каналах из-за существенно меньшего характерного размера структурных элементов этого образования.

Результаты бурения торосов показывают, что фиксируемые в скважине размеры полостей сопоставимы с характерным размером обломков льда, составляющих киль. Тогда формулу (2) необходимо трактовать как вероятность нахождения полости на некотором заданном горизонте. Но для построения математической модели некоторого среднего тороса, представленной в статье, этой информации недостаточно. В самом деле, если с помощью полученного В.В. Харитоновым распределения попытаться воссоздать некий средний торос, то, делая это, например, каким-либо вариантом метода Монте-Карло, получим некоторую мозаичную картину распределения пористости по объему киля тороса, что явно не соответствует действительности. Такая ситуация возникает из-за того, что используется только вероятность обнаружения полости на заданном горизонте. Данные по морфологии торосов показывают, если в какой-либо точке киля тороса обнаружена полость, то вероятность обнаружения полости в соседней с ней точке близка к 1. Для того чтобы создать адекватную картину тороса, необходимо по данным их бурения определить характер распределения длины полостей, а также их распределение по глубине тороса.

ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРИСТОСТИ ПРИ УВЕЛИЧЕНИИ ГЛУБИНЫ КИЛЯ ТОРОСА

В статье В.В. Харитонова в качестве основной причины изменения пористости киля тороса рассматривается его уплотнение под действием сил плавучести. По мнению автора заметки, с таким объяснением наблюдаемых фактов нельзя согласиться. Сразу необходимо сказать, что процессы уплотнения киля тороса под действием сил плавучести льда, несомненно, происходят. Однако их влияние на изменение пористости крайне мало. Это утверждение вытекает из рассмотрения морфологических особенностей киля тороса. Как хорошо известно, киль тороса сложен из хаотично расположенных блоков льда. При хаотичном расположении блоков льда размер полостей между ними имеет примерно одинаковый порядок величины с их характерными размерами. Само же нагромождение хаотических блоков самопроизвольно создает достаточно устойчивую конструкцию, иначе бы она неизбежно распалась при достаточно сильных внешних воздействиях, сопровождающих процесс торосообразования. Представляется маловероятным, что такая, достаточно жесткая, конструкция может существенно уплотниться.

В вопросе об уплотняемости киля тороса, как и при определении пористости, В.В. Харитонов считает киль тороса классической сыпучей средой. Поэтому он использует полученные для нее соотношения. Как уже было сказано выше, использовать представления механики сыпучей среды возможно только для определенного класса задач. Используемая в разбираемой статье формула М.Н. Скачкова справедлива при выполнении вполне определенных соотношений между пористостью и действующими в сыпучей среде напряжениями [14]. Выполнимость этого требования в работе не рассмотрена.

По мнению автора, основной причиной изменения пористости киля тороса во времени являются термодинамические эффекты. При образовании торосистого образования большое количество находившегося на поверхности льда попадает под воду, слагая его киль. При этом попавшие под воду льдины обладают некоторым «запасом холода» $Q = \rho_I V_I c_I \overline{T}_I$, где ρ_I — плотность льда, V_I — объем обломка льда, c_I — теплоемкость обломка льда, $\overline{T}_I$ — средняя температура обломка льда. С этого момента в киле начинают протекать довольно сложные термодинамические процессы. Во-первых, будут происходить процессы нарастания льда за счет «запаса холода». Интенсивность этих процессов будет спадать со временем по экспоненциальному закону, но практически никогда не прекратится, т. к. полное равновесие достигается за бесконечное время. В работе [13] была предпринята попытка учета этого явления при рассмотрении эволюции канала, заполненного тертым льдом. Однако в этой работе предполагалось, что нарастание льда за счет «запаса холода» происходит мгновенно, после чего авторы упоминаемой работы вводили полученную поправку в пористость тертого льда в канале.

Во-вторых, выделяемое при замерзании льда тепло будет инициировать режеляционные процессы в местах концентрации напряжений на стыках льдин. Это приведет к снижению уровня локальных напряжений и упрочнению зон контакта между льдинами и, соответственно, всего «жесткого» каркаса киля тороса.

Наличие «жесткого» каркаса киля тороса подразумевает существование «температурных мостиков». Иными словами, практически каждая точка, находящаяся внутри ледяного каркаса киля, связана с его внешней границей. Из этого следует, что эта точка может обмениваться теплом с внешней границей за счет теплопроводности. Интенсивность этих процессов будет определяться только величиной термического сопротивления, величина которого будет зависеть от конфигурации «температурных мостиков». Поэтому существует возможность протекания процессов нарастания льда в любой точке киля тороса в течение всего времени его существования. При этом основной фронт кристаллизации проходит по границе формирования консолидированного слоя.

Возможность некоторого уплотнения киля тороса, особенно в центральной его части, допускает О.М. Андреев [1]. Он указывает, что уплотнение «связано с действием архимедовых сил, которые позволяют небольшим блокам или их обломкам всплывать в промежутках между крупными блоками на начальном этапе формирования тороса» (С. 550). Автор заметки полностью согласен с приведенным описанием. Однако возникает вопрос. Если указанные «небольшие блоки и их обломки» после всплытия не смерзлись, то при бурении такие участки будут, скорее всего, идентифицироваться как полости, заполненные рыхлым льдом. С большой вероятностью эти участки будут регистрироваться при определении пористости. Описанный выше термодинамический подход снимает указанное противоречие за счет допущения, что большая часть всплывших «небольших блоков и их обломков» замерзнет и, таким образом, снизит вероятность обнаружения полости на рассматриваемом горизонте.

Приведенное выше качественное описание термодинамических процессов, происходящих в киле тороса, позволяет естественным образом, без привлечения довольно сильных допущений о возможности применения модели сыпучей среды для описания киля торосов, объяснить изменение частоты появления полостей в киле по мере приближения по вертикали к консолидированному слою. Поэтому построение обобщенных зависимостей, например частоты появления полости в зависимости от параметров киля тороса, необходимо выполнять в функции от безразмерных термодинамических параметров.

Автор выражает надежду, что приведенные в его краткой статье рассуждения будут способствовать серьезному научному обсуждения затронутых вопросов и продолжению научных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андреев О.М.* Учет внутренней структуры киля тороса при термодинамических расчетах эволюции консолидированного слоя // Лед и снег. 2020. Т. 60 (4). С. 547–556.

2. *Сазонов К.Е.* Расчет максимального усилия, действующего на судно при взаимодействии с торосами // Судостроение. 2013. № 5. С. 30–32.

3. *Алексеев Ю.Н., Афанасьев В.П., Литонов О.Е., Мансуров М.Н., Трусков П.А.* Ледотехнические аспекты освоения морских месторождений нефти и газа. СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. 360 с.

4. *Palmer A., Croasdale K.* Arctic Offshore Engineering. Singapore [etc.]: World Scientific Publ., 2013. 357 p.

5. *Лосет С., Шхинек К.Н., Гудместад О., Хойланд.К.* Воздействие льда на морские и береговые сооружения. СПб.: «Лань», 2010. 272 с.

6. *Грищенко В.Д.* Морфометрические характеристики гряд торосов на льдах Арктического бассейна // Труды ААНИИ. 1988. Т. 401. С. 46–55.

7. *Астафьев В.Н., Сурков Г.А., Трусков П.А.* Торосы и стамухи Охотского моря. СПб.: «Прогресс-Погода», 1997. 197 с.

8. Ледяные образования морей Западной Арктики / Под ред. Г.К. Зубакина. СПб.: ААНИИ, 2006. 272 с.

9. *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. V.II. Technical Research Centre of Finland, 1983. P. 600–619.

10. *Nortala-Hoikkanen A.* Development of brash ice channels navigated by ship // Proc. of the 15 International Conference on Port and Ocean Engineering in Arctic Conditions. POAC-99, Espoo, Finland. Technical Research Centre of Finland, 1999. P. 620–630.

11. *Klyachkin S.V., Frolov S.V., Drabkin V.V.* The peculiarities of ice navigation along the broken channel in fast ice // 17th Int. Conf. OMAE'99. Rio-de-Janeiro. 1999. P. 10.

12. *Сазонов К.Е.* Влияние смерзаемости ледяного канала в припайном льду на ледовую ходкость судна // Труды Крыловского государственного научного центра. 2015. Вып. 88 (372). С. 159–168.

13. *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. 10–15 June 2018. International Society of Offshore and Polar Engineers, 2018. P. 1591–1598.

14. *Олейников А.И., Скачков М.Н.* Модель уплотняемых сыпучих тел и некоторые ее приложения // Информатика и системы управления. 2011. № 4 (30). С. 48–57.

REFERENCES

1. *Andreev O.M.* Accounting of the internal structure of the ice hummock keel in thermodynamic calculations of the evolution of the consolidated layer. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (4): 547–556. [In Russian]. https://doi.org/10.31857/S2076673420040059

2. *Sazonov K.E.* Calculation of the maximum force acting on the vessel when interacting with hummocks. *Sudostroenie.* Shipbuilding. 2013, 5: 30–32. [In Russian].

3. *Alekseev Yu.N., Afanasyev V.P., Litonov O.E., Mansurov M.N., Truskov P.A. Ledotekhnicheskie aspekty osvoeniya morskih mestorozhdenij nefti i gaza*. Ice-technical aspects of the development of offshore oil and gas fields. St. Petersburg: Hidrometeoizdat, 2001, 360 p. [In Russian].

4. *Palmer A., Croasdale K.* Arctic Offshore Engineering. Singapore [etc.]: World Scientific Publ., 2013: 357 p.

5. *Loset S., Shkhinek K.N., Gudmestad O., Hoyland K. Vozdejstvie l'da na morskie i beregovye sooruzheniya*. Impact of ice on offshore and onshore structures. St. Petersburg: "Lan", 2010: 272 p. [In Russian].

6. *Grishchenko V.D.* Morphometric characteristics of ridges of hummocks on the ice of the Arctic basin. *Trudy AANII*. Proceedings of the AARI. 1988, 401: 46–55. [In Russian].

7. *Astafiev V.N., Surkov G.A., Truskov P.A. Torosy i stamuhi Ohotskogo moray.* Hummocks and stamukhas of the Sea of Okhotsk. St. Petersburg: "Progress-Weather", 1997: 197 p. [In Russian].

8. *Ledyanye obrazovaniya morej Zapadnoj Arktiki.* Ice formations of the seas of the Western Arctic. Ed. G.K. Zubakin. St. Petersburg: AANII, 2006: 272 p. [In Russian].

9. *Kannari P.* Measurements of characteristics and propulsion performance of a ship in old ice-clogged channels. Proc. of the 7 Int. Conference on Port and Ocean Engineering in Arctic Conditions, POAC-83, Espoo, Finland. V.II Technical Research Centre of Finland, 1983: 600–619.

10. *Nortala-Hoikkanen A*. Development of brash ice channels navigated by ship. Proc. of the 15 International Conference on Port and Ocean Engineering in Arctic Conditions, POAC-99, Espoo, Finland. Technical Research Centre of Finland, 1999: 620–630.

11. *Klyachkin S.V., Frolov S.V., Drabkin V.V*. The peculiarities of ice navigation along the broken channel in fast ice. 17th Int. Conf. OMAE'99. Rio-de-Janeiro, 1999: 10 p.

12. *Sazonov K.E.* Influence of freezing of the ice channel in fast ice on the ice performance of the vessel. Proceedings of the Krylov State Scientific Center. 2015, 88 (372): 159–168. [In Russian].

13. *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, 10–15 June 2018. International Society of Offshore and Polar Engineers, 2018: 1591–1598.

14. *Oleinikov A.I., Skachkov M.N.* Model of compacted bulk solids and some of its applications. *Informatika i sistemy upravleniya.* Informatics and Control Systems. 2011, 4 (30): 48–57. [In Russian].

https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-67-88
УДК 551.321.61, 551.324.86, 551.328

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ ORIGINAL ARTICLE

ВНУТРЕННЯЯ ДРЕНАЖНАЯ СЕТЬ И ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОДЛЕДНИКОВОГО СТОКА ЛЕДНИКА АЛЬДЕГОНДА (О. ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН)

А.Л. БОРИСИК, В.Э. ДЕМИДОВ, К.В. РОМАШОВА, А.Л. НОВИКОВ*

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

*hydrology2@aari.ru

Резюме

С целью определения положения и гидрохимических характеристик поверхностных и внутренних дренажных каналов ледника были выполнены комплексные исследования, включавшие детальное георадиолокационное профилирование и гидрологическую съемку. Проанализированы материалы предшествующих работ по изучению дренажной сети и подледникового стока. По данным георадиолокации сделаны выводы о строении внутренней дренажной сети ледника, согласно которым выделены основные каналы движения талых вод: 2 подледниковых в области холодного льда и 2 внутриледниковых вблизи области теплого льда. Выдвинуты и обоснованы предположения об области питания внутриледниковых каналов в верховьях ледника и их дренировании в местах переуглублений. Показано изменение электропроводности и гидрохимического состава подледниковых выходов и реки Альдегонды на всем ее протяжении. Выявлена зона обогащения слабоминерализованных талых ледниковых вод гидрокарбонатно-кальциевого состава сильноминерализованными подземными водами сульфатно-кальциевого состава, поступающими из источников на ригеле перед фронтом ледника в центральной части долины реки Альдегонды.

Ключевые слова: внутренняя дренажная сеть, георадиолокационная съемка, ледник, минерализация, подледниковый сток, Шпицберген.

Для цитирования: *Борисик А.Л., Демидов В.Э., Ромашова К.В., Новиков А.Л.* Внутренняя дренажная сеть и характеристики подледникового стока ледника Альдегонда (о. Западный Шпицберген) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. № 1. С. 67–88. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-67-88.

Поступила 13.11.2020 **После переработки 02.02.2021** **Принята 15.02.2021**

INTERNAL DRAINAGE NETWORK AND CHARACTERISTICS OF THE ALDEGONDABREEN RUNOFF (WEST SPITSBERGEN)

ALEKSANDR L. BORISIK, VASILIY E. DEMIDOV, KSENIIA V. ROMASHOVA, ALEKSANDR L. NOVIKOV*

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

*hydrology2@aari.ru

Summary

The polythermal Aldegondabreen is one of the most widely studied glaciers of the Nordenskjöld Land (Svalbard). However, the structure of its internal drainage network remains poorly understood. In order to determine the position and hydro-chemical characteristics of the surface and internal drainage channels of the glacier complex studies were carried out including ground penetrating radar (GPR) measurements and hydrological surveys. The GPR profiling performed in 2018–2020 identified four channels of internal drainage network, two of which are found along the northern side of the glacier in the area of cold ice and are subglacial. The other two are located in the area of temperate ice along the southern side of the glacier and are englacial, stretching at the cold-temperate surface. At the outlet grotto, the subglacial waters have a bicarbonate-calcium composition and low salinity (electrical conductivity 30–40 µS/cm), inherited from the surface meltwater streams that enter the moulins in the upper part of the glacier. No noticeable increase in mineralization occurs during the movement of the flow along the glacier bed. The englacial channels' waters at the outlet grotto have the same bicarbonate-calcium composition but a higher salinity (electrical conductivity 100 µS/cm), which we attribute to the filtration through the rocks of the riegel near the Aldegonda terminus, or, alternatively, to the influx of the groundwater at the same spot. Measuring the hydrochemistry of the Aldegonda river tributaries both on the glacier's surface, at the grottos and on the moraine in the valley made it possible to identify the zone of enrichment of the main volume of the low-mineralization glacial meltwater of bicarbonate-calcium composition by the high-mineralization (electrical conductivity up to 760 µS/cm) groundwater of sulphate-calcium composition coming from the springs on the riegel in front of the glacier's terminus in the central part of the Aldegonda Valley. Presumably, the springs are fed by the deep filtration of melted glacial waters along the Aldegonda subglacial talik.

Keywords: glacier, ground penetrating radar profiling, internal drainage network, mineralization, subglacial runoff, Svalbard.

For Citation: *Borisik A.L., Demidov V.E., Romashova K.V., Novikov A.L.* Internal drainage network and characteristics of the Aldegondabreen runoff (West Spitsbergen). *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (1): 67–88. [In Russian]. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-67-88.

Received 13.11.2020 **Revised 02.02.2021** **Accepted 15.02.2021**

ВВЕДЕНИЕ

Исследование дренажных систем ледников является важной составляющей их изучения, необходимой для понимания путей миграции воды в толще ледника и под ним. Дополняя данные об аккумуляции и абляции на поверхности ледника, оно позволяет учитывать внутреннее таяние и детализировать расчет приходных и расходных составляющих баланса его массы. Проникая в толщу ледника, вода увеличивает его температуру вследствие теплопереноса с поверхности, а также в результате ее повторного замерзания. Наличие воды в леднике является фактором, определяющим вязкость льда и скорость скольжения относительно ложа, что является важной информацией для прогнозирования периодических быстрых подвижек ледников [1, 2, 3, 4].

Использование метода георадиолокации для изучения внутренней дренажной сети ледников представляется перспективным, поскольку толща льда, имея низкое затухание электромагнитного сигнала, является практически «прозрачной» для него и, соответственно, неоднородности проявляются на георадиолокационных записях в виде отражающих или рассеивающих элементов. Также, в отличие от прямых спелеологических или индикаторных методов, использование георадара позволяет проследить каналы практически на всем их протяжении и, в особенности, в средней части ледника, куда, как правило, доступа у человека нет. Успешными примерами таких работ на Шпицбергене являются исследования ледников Лонгйир [5], Телл [6] и Брёггер Восточный [7], где совместное применение прямых и дистанционных методов позволило проследить положение дренажных каналов, определить их заполненность водой, а также оценить их геометрические размеры.

Важным параметром выделения отражений, связанных с действующими каналами, является их интенсивность, вызванная высокой контрастностью диэлектрической проницаемости между льдом (или воздухом) и водой. При этом даже небольшое содержание воды во льду приводит к значительному увеличению коэффициента отражения и, соответственно, интенсивности отраженного сигнала [1]. Дополнительным параметром, характеризующим наличие обводнения канала, служит изменение полярности отраженного сигнала. В случае, когда канал полностью заполнен водой, отражение от его кровли будет иметь полярность, противоположную полярности падающей волны, что связано с отрицательным коэффициентом отражения на границе лед–вода. Если канал заполнен воздухом или заполнен водой лишь частично, то полярность сигнала от кровли канала останется неизменной [7]. В данной работе в основном рассматриваются геометрические параметры каналов (глубина до кровли и его пространственное положение), без учета динамических характеристик записи. Наличие обводнения определяется на качественном уровне по относительной яркости (интенсивности) гиперболических отражений, видимых невооруженным глазом.

Несмотря на кажущуюся простоту, применение георадиолокации имеет и ряд сложностей, включающих небольшой размер и сложную форму искомых объектов, наличие схожих отражений от локальных объектов (участков обводнения льда, включений моренного материала и т. д.), неравномерное промерзание каналов и многие другие [8]. Поэтому для уверенного прослеживания каналов необходима частая сеть наблюдений и высокая точность привязки получаемых георадиолокационных данных.

Прямые и дистанционные исследования ледника Альдегонда (о. Западный Шпицберген), и в том числе его дренажной сети, проводятся уже достаточно давно. Первые радиолокационные зондирования ледника, проведенные в 1974 г. с вертолета на частоте 440 МГц, позволили определить его толщину вдоль осевой линии и обнаружить внутренние отражения от границы между холодным и теплым льдом [9]. С развитием ледовых локаторов с цифровой регистрацией данных, позволяющих проводить измерения с наземного движущегося транспорта, в 1999 г. была выполнена подробная съемка ледника с использованием моноимпульсного радара ВИРЛ-2 с антенной 40 МГц и GPS-привязкой данных. В результате этих исследований удалось зафиксировать большее количество дифрагированных волн, сформированных теплым ядром ледника, а также выявить положение дренажного канала в южной части ледника [10]. Совместными усилиями сотрудников экспедиций ААНИИ и ИГРАН в 2001–2007 гг. исследования внутренней дренажной сети ледника Альдегонда были продолжены в части спелеологических [11] и гидрологических [12] наблюдений, которые внесли немалый вклад в понимание процессов, происходящих как внутри ледника, так и на выходе талых вод у его языка. В процессе этих работ были выделены и описаны водосборные бассейны ледника, действующие, мертвые и залеченные колодцы в верховьях ледника. Дополнительно были исследованы и картированы пещеры на расстояние до 500 м от входа, являющиеся выходами подледниковых вод, в которых отмечено значительное меандрирование канала, а также выявлены притоки и оттоки подледниковых вод от основного рукава [3, 13]. Проведены измерения расходов воды в водотоках, вытекающих из-под ледника Альдегонда и являющихся продолжением подледниковых каналов. Отмечено, что водоток у левого борта ледника несет наибольшее количество воды [14]. Проведенные индикаторные эксперименты методом ионного паводка в колодцах, расположенных в центральной части ледника, позволили наметить направление основного канала, определить положение выхода воды из него и измерить скорость добегания воды между входом и выходом водного потока [14]. В то же время в результате некоторых из экспериментов в колодцах центральной и южной части ледника выхода индикаторов в основных водотоках обнаружено не было, что свидетельствует о сложности и изменчивости дренажной системы, строение которой на большей части ледника до сих пор неизвестно.

В течение весеннего и летнего этапов полевого сезона экспедиции «Шпицберген-2020» были выполнены комплексные исследования, целью которых являлось определение положения поверхностных и внутренних дренажных каналов и гидрохимических характеристик водных потоков ледника Альдегонда.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Задача описания дренажной сети ледника Альдегонда решалась путем выполнения георадарных и гидрологических исследований.

Георадиолокационные работы, выполненные в 2020 г., продолжили исследования 2018–2019 гг., в результате которых было оценено изменение объема ледника и его теплого ядра за последние 19 лет [15]. При проведении георадиолокационной съемки использовался георадар Pulse EKKO PRO (Sensors&Software, Канада). В работах применялась дипольная антенна с центральной частотой 50 МГц. Система регистрации геофизической информации располагалась в санях-волокушах и состояла из приемной и передающей антенн, блока записи информации и дифференциального спутникового приемника Sokkia GRX2 (Sokkia Topcon Co, Япония) для высокоточной плановой и высотной привязки получаемых данных. Для контроля точности определения плановых координат и упрощения последующей обработки данных использовался одометр, размещенный непосредственно за санями, при этом каждая трасса радарограммы дополнительно привязывалась при помощи дифференциального спутникового приемника, работавшего в режиме RTK (Real Time Kinematic). Буксировка всей системы осуществлялась с помощью снегохода. Скорость съемки составила 5–7 км/ч с интервалом сканирования 0,5 м. Теоретическая разрешающая способность использованной системы, т. е. возможность отделить два объекта, находящихся вблизи друг от друга, определяется исходя из длины волны локатора и глубины до исследуемого объекта [16, 17]. Так, разрешение по вертикали составляет 0,85 м вне зависимости от глубины; разрешение по горизонтали равно 5,8 м на глубине 20 м, 9,2 м на глубине 50 м и 13 м на глубине 100 м. Теоретический предел обнаружения объектов, т. е. их способность создавать отраженную волну с уровнем сигнала выше фонового шума, имеет значительно меньшие размеры и составляет 0,13 м [17].

Общий объем выполненных за 3 года георадиолокационных работ составил более 33 км, 12 км профилей были выполнены в 2020 г. непосредственно для изучения дренажной сети ледника и процессов, происходящих на его ложе, при этом все полевые работы производились в весенний период до начала таяния снежного

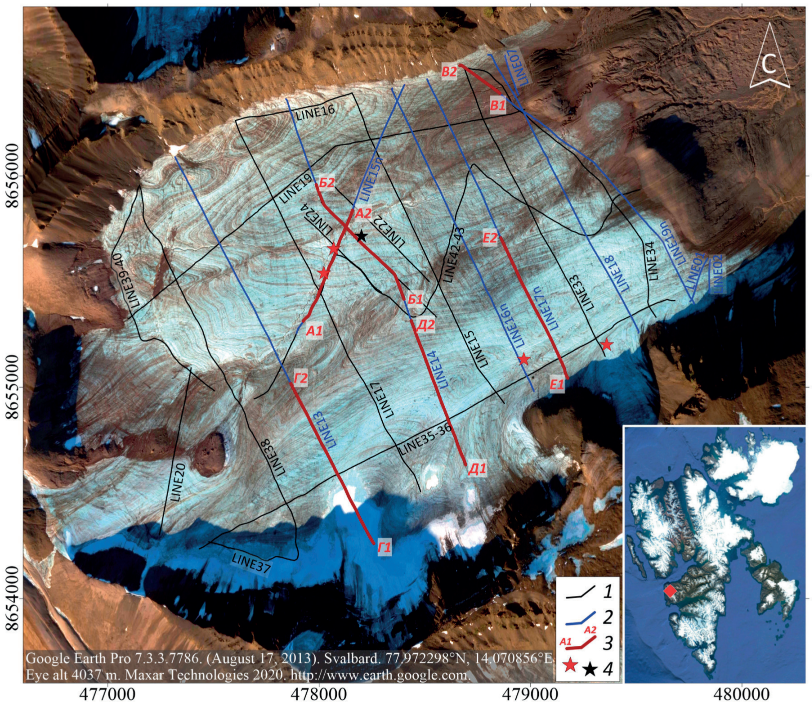

Рис. 1. Схема расположения георадиолокационных профилей на леднике Альдегонда: *1* — профили 2018–2019 гг.; *2* — профили 2020 г.; *3* — фрагменты профилей, показанные на рис. 5; *4* — активные (красный) и мертвый (черный) колодцы. Положение ледника на архипелаге Шпицберген показано на врезке (красный ромб)

Fig. 1. Scheme of GPR profiles on the Aldegondabreen: *1* — profiles of 2018–2019; *2* — profiles of 2020; *3* — fragments of the profiles shown in Fig. 5; *4* — active (red) and dead (black) wells. The glacier position in the Spitsbergen archipelago is shown in the inset (red diamond)

покрова. Общая схема георадиолокационных профилей в системе координат WGS84 (UTM зона 33N) представлена на рис. 1.

Обработка полученных радарограмм выполнялась в программе EKKO_Project V5 (Sensors&Software, Канада) по стандартной методике, включавшей ввод статических поправок, фильтрацию сигнала, регулировку амплитуд и учет рельефа. Процедура миграции данных не применялась, поскольку основными интересующими объектами являлись отражения гиперболической формы от локальных объектов. Для пересчета временных разрезов в глубинные было использовано значение скорости 168 м/мкс [8], принятое для всей толщи ледника.

В целях определения вклада подледниковых и подземных вод в питание реки Альдегонды и картирования выходов подледниковых каналов было проведено два маршрута 17 и 25 июля 2020 г. с задачей поиска подледниковых гротов, замеров минерализации (электропроводности) и температуры водотоков портативным кондуктометром Hach HQ 30d (Hach, США), а также отборов проб на гидрохимический анализ. Обнаруженные колодцы и выходы воды из-под ледника представлены на рис. 2. Анализ проб осуществлялся в лаборатории РНЦШ поселка Баренцбург на ионном хроматографе Shimadzu LC-20 Prominence (Shimadzu Corp., Япония) — определение

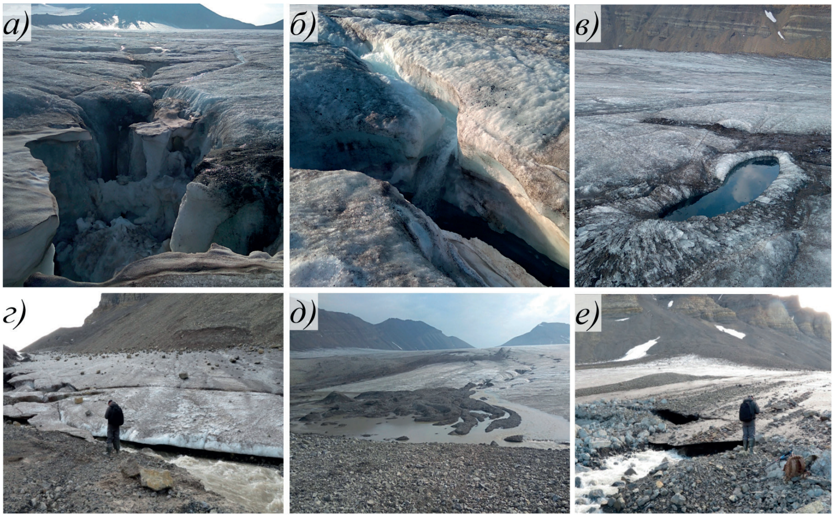

Рис. 2. Колодцы и выходы подледниковых потоков на языке ледника: *а*) — колодец в центральной части ледника; *б*) — колодец у южного борта ледника; *в)* — мертвый колодец в центральной части ледника (см. рис. 1); *г)* — выход воды у северного борта ледника; *д)* — водоем в средней части языка (возможный выход подледниковых вод); *е)* — выход воды у южного борта ледника

Fig. 2 Moulins and outlets of the subglacial flows at the glacier terminus: *а*) — a moulin in the central part of the glacier; *б)* — a moulin on the south side of the glacier; *в)* — a dead moulin in the central part of the glacier (see Fig. 1); *г)* — water outlet on the north side of the glacier; *д)* — reservoir in the middle part of the terminus (possible release of subglacial waters); *е)* — water outlet on the south side of the glacier

содержания основных ионов и анализаторе Shimadzu TOC-L (Shimadzu Corp., Япония) — определение содержания гидрокарбонат-иона. Ранее, в апреле 2020 г. была отобрана проба воды, изливающейся на поверхность наледи. Отдельные наблюдения за сильно минерализованными источниками велись с лета 2019 г. и продолжались до 19 сентября 2020 г. Положение пунктов отбора проб показано на рис. 3.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Гидрохимические особенности водотоков ледника Альдегонда

Определение электропроводности и температуры водотоков осуществлялось в 54 пунктах на всех основных водотоках на поверхности ледника и в долине реки Альдегонды. Гидрохимическое апробирование проведено в 10 пунктах. Данные представлены в табл. 1.

По результатам работ выполнено картирование трех подледниковых гротов, зимней наледи, мест выхода сильно минерализованных источников, а также намечены предполагаемые пути движения воды внутри ледника (рис. 3).

Ледниковые потоки, берущие начало на поверхности ледника, повсеместно имеют низкие температуры (не выше 1 °C) и чрезвычайно низкую минерализацию, с электропроводностью около 20 мкСм/см. Химический состав воды гидрокарбонатно-кальциевый, повторяет состав атмосферных осадков.

Ледниковые потоки, берущие начало на осыпных и моренных склонах, обычно имеют электропроводность около 60 мкСм/см, в отдельных случаях достигая 100–

Таблица 1

Результаты гидрохимического опробования водотоков в долине реки Альдегонды

Table 1

Results of hydro-chemical testing for watercourses in the Aldegonda river valley

Проба	Дата отбора	Показатели, определенные *in situ*			Натрий (Na^+) мг/л	Калий (K^+) мг/л	Магний (Mg^{2+}) мг/л	Кальций (Ca^{2+}) мг/л	Хлориды (Cl^-) мг/л	Сульфаты (SO_4^{2-}) мг/л	Гидро-карбонаты (HCO_3^-) мг/л
		T, °C	pH	УЭП, мкСм/см							
1 (источник)	15.08.2019	5	7,64	760	3,72	0,202	19,74	174,6	3,27	263,4	64
2 (источник)	25.07.2020	4	7,7	760	3,35	0,160	18,47	158,0	2,47	256,0	61
3 (источник)	19.09.2020	4	7,8	700	3,19	0,227	17,88	143,1	2,34	242,1	72
4 (приток р. Альдегонды)	17.07.2020	3	8,06	112	1,02	<0,1	1,96	18,8	0,62	21,6	35
5 (ледниковый канал)	17.07.2020	0,6	8,69	100	0,88	<0,1	1,78	16,7	0,69	22,7	24
6 (подледниковый водоток)	17.07.2020	0,6	7,78	12	0,79	<0,1	0,40	2,9	0,10	0,5	9
7 (приток р. Альдегонды)	17.07.2020	0,7	8,97	27	<0,1	<0,1	0,51	8,5	0,09	0,7	22
8 (подледниковый водоток)	17.07.2020	0,7	8,67	41	0,20	<0,1	0,54	10,1	0,36	0,5	27
9 (приток р. Альдегонды)	17.07.2020	1,6	8,57	90	0,41	<0,1	1,31	17,2	0,31	14,7	33
10 (приток р. Альдегонды)	17.07.2020	9	8,06	308	11,87	7,714	10,74	41,8	7,86	41,6	114
11 (приустьевой отрезок р. Альдегонды)	17.07.2020	2,3	8,56	92	0,74	<0,1	1,38	16,6	0,52	11,8	36
12 (зимняя наледь в долине р. Альдегонды)	17.04.2020	0,3	7,8	1050	35,6	2,41	42,5	142	29,86	405	158,3

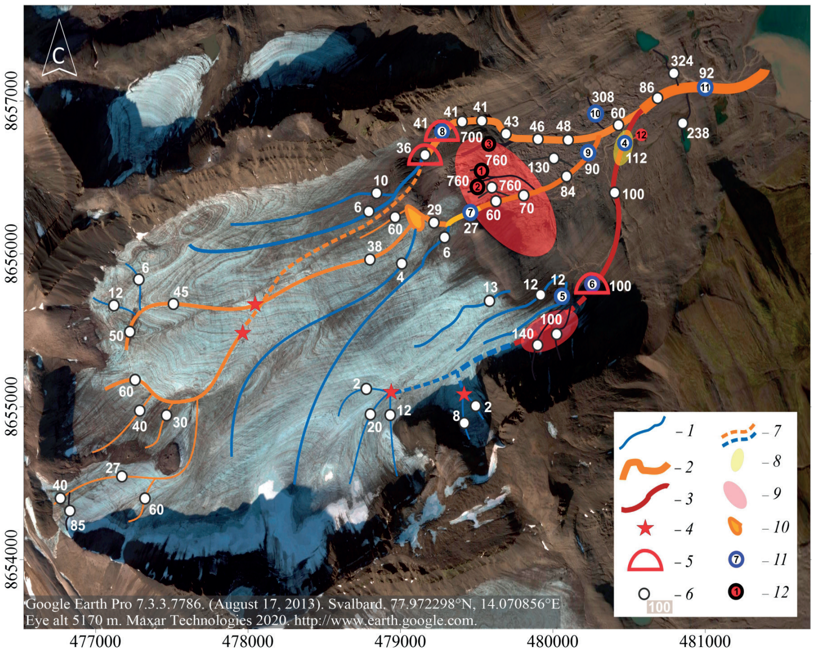

Рис. 3. Схема водотоков в долине р. Альдегонды: *1* — водотоки низкой минерализации (поверхностная дренажная сеть каналов ледника); *2* — водотоки средней минерализации; *3* — водотоки высокой минерализации; *4* — действующие ледниковые колодцы; *5* — гроты на выходе подледниковых потоков; *6* — точки замера минерализации с указанием электропроводности водотока (изм. в мкСм/см); *7* — предполагаемый путь подледниковых потоков; *8* — границы зимней наледи 2020; *9* — области скачка минерализации и выхода сильно минерализованных источников; *10* — озеро на леднике перед ригелем; *11* — точки отбора проб воды гидрокарбонатно-кальциевого состава; *12* — точки отбора проб воды сульфатно-кальциевого состава

Fig. 3. Scheme of watercourses in the Aldegonda river valley: *1* — watercourses of low mineralization (surface drainage network of glacier channels); *2* — streams of medium mineralization; *3* — streams of high mineralization; *4* — operating glacial moulins; *5* — grottoes at the outlet of subglacial streams; *6* — points of measurement of mineralization with indication of the electrical conductivity of the watercourse (measured in μS/cm); *7* — presumed path of subglacial flows; *8* — boundaries of winter frazil 2020; *9* — areas of mineralization jump and outflow of highly saline springs; *10* — lake on the glacier in front of the crossbar; *11* — sampling points of hydrocarbonate-calcium composition water; *12* — sampling points of sulphate-calcium composition water

140 мкСм/см. Их температура составляет около 1 °С, состав гидрокарбонатно-кальциевый. Аналогичные характеристики имеют подледниковые водотоки, выходящие из ледниковых гротов вдоль южного и северного борта долины ледника Альдегонда. Исходя из сходства минерализации потоков, уходящих в систему колодцев в средней части ледника, и минерализации водотоков, исходящих из гротов на его языке, на рис. 3 отмечены их предполагаемые пути движения внутри ледника. Достаточно уверенно было выделено движение воды из северного колодца к гротам вдоль того же борта ледника. Труднее объяснить скачок минерализации, наблюдаемый между южными колодцами и гротом по южному борту ледника Альдегонда. Ниже этот вопрос рассмотрен с привлечением результатов георадарных исследований.

Электропроводность водотоков, берущих свое начало в озерах в нижней части морены ледника Альдегонда, достигает значений 324 мкСм/см. Они имеют высокую летнюю температуру в 10–12 °С и гидрокарбонатно-кальциевый состав. Насыщение реки сульфатно-кальциевыми водами, отличными по составу от основного объема талых ультрапресных гидрокарбонатно-кальциевых вод ледника, в летний период происходит в области значительного скачка минерализации, отмеченной в центральной части долины реки Альдегонды на коренных породах, слагающих крупный поперечный ригель. Здесь берут начало небольшие источники, которые характеризуются высокой минерализацией (электропроводность до 760 мкСм/см), температурой 4–5 °С, сульфатно-кальциевым составом (аналогично источникам озера Конгресс). Источники слабо газируют негорючим не имеющим запаха газом, активны в летний период, перемерзая осенью и зимой. Их расходы, по визуальным наблюдениям, следуют с некоторым запаздыванием по сравнению с прочими водотоками ледника Альдегонда и не имеют значительного вклада в общем годовом расходе реки Альдегонды.

Наличие достаточно обширной (площадь 0,8 км^2) области теплого льда, расположенной на глубинах от 50 до 160 м [15], позволяет предполагать существование сквозного субгляциального талика в основании ледника, доступного для движения воды. Предположительно, выявленные по высокой электропроводности грунтовые воды источников на ригеле питаются за счет глубинной фильтрации талых ледниковых вод по подледниковому талику ледника Альдегонда. Существование такого талика связано с областью распространения теплого льда, изолирующего подстилающие горные породы от проникновения отрицательных температур [18, 19]. Однако не исключено и сквозное питание по субмеридиональным разломам и зонам трещиноватости, повторяющим простирание геологических структур западного берега залива Грён-фьорд [20, 21], о чем может свидетельствовать схожесть химического состава источников и наледей рек Альдегонда и Брюде, а также приледниковой наледи ледника Западный Грёнфьорд. Их сульфатно-кальциевый состав следует объяснять фильтрацией подземных вод в карбонатных и гипсоносных породах пермского и каменноугольного периодов, простирающихся по линии север – юг вдоль западного берега залива Грён-фьорд и подстилающих ложа ледников Альдегонда, Вёринг и Западный Грёнфьорд.

Наледь, имеющая незначительные размеры (150×50 м), в апреле 2020 г. наблюдалась в нижней части долины реки Альдегонды (1 км от устья) на удалении от ледника и скального ригеля (рис. 3). Проба воды, питающей наледь, была отобрана 17 апреля 2020 г. и показала сульфатно-кальциевый состав при электропроводности 1050 мкСм/см. Аналогичный состав и близкую минерализацию имели пробы, отобранные в апреле 2020 г. на наледях в каньоне р. Брюде (1 км от устья) и перед краем ледника Западный Грёнфьорд. Питание наледи, удаленной от края ледника на значительное расстояние и связанной по положению с зоной разломов, может, таким образом, происходить вне связи с субгляциальным таликом ледника Альдегонда.

Минерализация в устьевой части реки Альдегонды в среднем за сезон стока составляет 109 мг/л, воды реки характеризуются гидрокарбонатно-кальциевым составом [22]. По результатам замера расходов воды на основных водотоках вблизи языка ледника, сделанных в работе [12], было определено, что более 41 % в общий сток реки привносит выход воды из-под ледника, расположенный у его северного борта. Центральный и южный водотоки примерно поровну делят оставшийся объем воды между собой. Несмотря на то, что новых инструментальных замеров расхода на водотоках не проводилось, сделанные выводы были подтверждены визуально, во время летних выходов на ледник. Как следует из проведенных в 2020 г. замеров, общая итоговая минерализация обусловлена различным вкладом трех основных водотоков, из которых крупнейший северный имеет более низкую минерализацию, чем центральный и южный, получающие скачок минерализации при прохождении скального ригеля у края ледника Альдегонда.

Внутренняя дренажная сеть по данным георадиолокационного зондирования

В результате выполненной георадиолокационной съемки на леднике было прослежено четыре основных канала (рис. 5, 6, 7). Выделенные дренажные каналы можно разделить на два типа: подледниковые, расположенные в зоне относительно маломощного холодного льда, берущие свое начало в серии колодцев, находящихся в центральной части ледника (каналы 1, 2), и внутриледниковые, начинающиеся в верховьях ледника и расположенные вблизи области теплого льда в южной части ледника (каналы 3, 4). Обработанная радарограмма по профилю LINE16n с выделением целевых объектов в толще ледника, а также фрагменты радарограмм с характерными примерами выделения каналов и питающих их колодцев представлены на рис. 4. Как видно из рисунка, каналы выделяются различными типами отражений. Так, канал 1 вблизи питающих его колодцев выделяется несколькими близкорасположенными гиперболами; в средней части ледника — как единичная интенсивная гипербола, а ближе к выходу из-под ледника как отражающая площадка. Канал 2 практически на всем протяжении имеет несколько близкорасположенных отражений гиперболической формы, расположенных на одной глубине. Каналы 3 и 4 выделяются одной или несколькими интенсивными гиперболами. В случае единичной гиперболы выделение канала производилось по вершине отражения, предположительно соответствующей кровле канала. При наличии нескольких близких отражений на одной глубине выделение проводилось по центру огибающей эти отражения линии. Отражений от донной части каналов на большинстве полученных разрезов не прослеживается. Для каналов 1 и 2 это, скорее всего, связано с их расположением непосредственно на ложе ледника, что подтверждается съемкой пещер на языке ледника [13]. Для каналов 3 и 4 вероятным объяснением этого является их небольшой размер, не позволяющий разделить отражения от кровли и подошвы каналов. Наиболее сложным с точки зрения интерпретации отражений являлось определение положения канала 3, где на нескольких профилях схожие по интенсивности отражения находятся на достаточно большом удалении друг от друга (см. рис. 4), в этом случае выделение канала проводилось по наиболее интенсивной гиперболе.

Наиболее достоверно определены каналы первого типа, которые располагаются в придонной части ледниковой толщи. Их питание осуществляется от серии колодцев, расположенных по линии, проходящей примерно с юга на север в центральной части ледника. Колодцы, питающие каналы, также отчетливо выделяются на георадиолокационных разрезах серией субвертикальных отражений высокой интенсивности (см. рис. 4 А1-А2). Дно основных колодцев предположительно выделяется на разрезах субгоризонтальными границами. Глубина колодцев по данным георадиолокации составляет 52–55 м (при общей толщине льда в этом районе 75–80 м), что хорошо согласуется с данными прямых измерений, выполненных в 2002–2003 гг. при

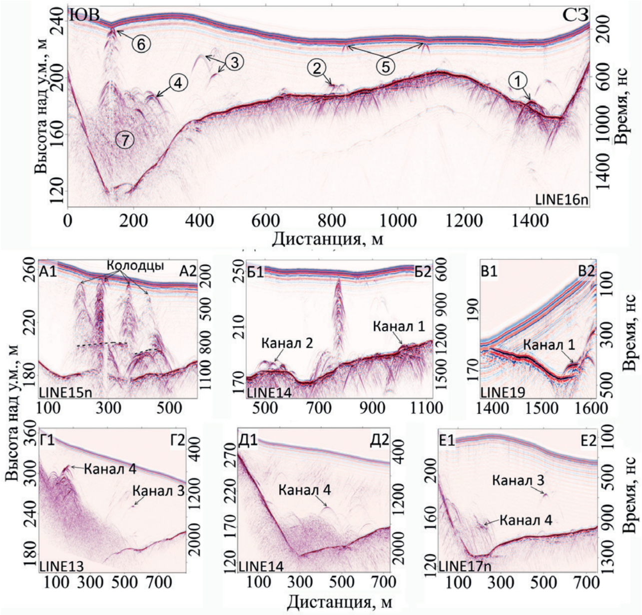

Рис. 4. Обработанный георадиолокационный разрез с введенным рельефом по профилю LINE16n и фрагменты разрезов с примерами выделения колодцев и дренажных каналов в разных частях ледника. Пунктирной линией на фрагменте А1-А2 показано предполагаемое положение дна колодцев.

1 — канал 1; *2* — канал 2; *3* — канал 3; *4* — канал 4; *5* — врезанные в лед поверхностные водотоки; *6* — колодец у южного борта ледника; *7* — область теплого льда

Fig. 4. Processed GPR section with embedded relief along the LINE16n profile and fragments of sections with examples of identifying moulins and drainage channels in different parts of the glacier. The dotted line on the fragment A1-A2 shows the estimated position of the bottom of the moulins.

1 — channel 1; *2* — channel 2; *3* — channel 3; *4* — channel 4; *5* — surface water courses cut into the ice; *6* — moulin on the south side of the glacier; *7* — area of temperate ice

спуске в колодцы [3, 11]. Это также свидетельствует об относительной стабильности их глубины, несмотря на ежегодное стаивание более чем 1,3 м льда [15]. Помимо действующих центральных колодцев, неподалеку был отмечен заполненный водой колодец (рис. 2*в*), у которого отсутствовала связь с поверхностной дренажной сетью (мертвый колодец). Он же выделен на георадиолокационном профиле LINE14 (рис. 4 Б1-Б2, интервал 750–760 м). Все это свидетельствует об изменчивости и сложной взаимосвязи системы питания подледниковых каналов.

Начинаясь непосредственно на дне колодцев, каналы быстро опускаются к ложу и в дальнейшем проходят исключительно вдоль ложа ледника. Достоверно прослежено 2 канала первого типа, берущих свое начало приблизительно в одном и том же месте. Положение колодцев, питающих каналы, выявлено во время летних выходов на ледник (рис. 2*а*). Определить по радарограммам точное положение колодцев, питающих каждый из каналов, довольно сложно из-за большого количества дифрагированных волн, образующихся непосредственно от выступов колодцев, и их вероятной сложной гидравлической связи между собой. О сложной взаимосвязи колодцев также могут свидетельствовать результаты индикаторных экспериментов

2005 и 2007 гг., когда запуск соли в близкорасположенные колодцы в первом случае дал однозначный ответ о положении выхода канала, а во втором показал отсутствие индикатора в том же водотоке [13]. Вертикальные профили каналов 1 и 2, показанные на рис. 5, дают представление о положении кровли каналов относительно ложа ледника в точках пересечения с профилями георадиолокации и между ними.

Канал 1 после опускания к ложу ледника постепенно поворачивает к его северному борту, по пути расширяясь и, возможно, вбирая более мелкие каналы. Ближе к языку ледника канал прослежен непосредственно вдоль его борта (рис. 4 B1-B2), возможно, частично уходя под отложения боковой морены, наползающей на лед в этой части ледника. Также на профиле LINE15 интенсивное отражение, ассоциируемое с каналом, отмечено ниже подошвы ледника на глубине до 2,5 м. Вероятно, в этом месте канал врезан в толщу пород, поскольку именно в этой части имеется локальное повышение поверхности ложа, которое канал и сглаживает (см. рис. 5). Форма канала, вероятно, имеет уплощенный вид, а его поперечные размеры постепенно увеличиваются от 3–5 м (по измерениям между крайними гиперболами) вблизи колодца до 30 м и более на языке ледника, что хорошо согласуется с результатами инструментальной съемки пещер на языке ледника [13]. Высокая интенсивность полученных от кровли каналов отражений свидетельствует о том, что его пространство хотя бы частично обводнено, несмотря на устойчивые отрицательные температуры воздуха на момент проведения георадиолокационных съемок. Канал заканчивается у северного борта ледника двумя выходами подледниковых вод (рис. 2*г*).

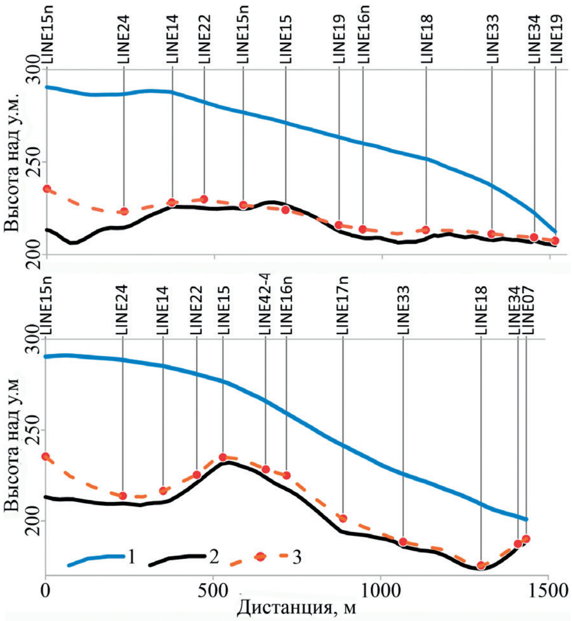

Рис. 5. Вертикальные профили подледниковых каналов 1, 2 и точки пересечения с профилями георадиолокации.

1 — поверхность ледника; *2* — ложе ледника; *3* — положение канала

Fig. 5. Vertical profiles of subglacial channels 1, 2 and points of intersection with GPR profiles.

1 — glacier surface; *2* — glacier bed; *3* — channel position

Канал 2 берет свое начало в той же серии колодцев, что и канал 1, но, отворачивая в начале пути к югу, на основном своем протяжении проходит под центральной частью ледника. В отличие от канала 1, интенсивность зарегистрированных локальных отражений ниже, при их большем количестве (рис. 4 Б1-Б2). Расстояние между крайними отражениями в средней части канала достигает 40 м, но, в отличие от канала 1, отдельные отражения не формируют единой структуры. Возможно, канал сильно меандрирует или состоит из нескольких расположенных поблизости рукавов. В нижней части ледника прослеживание канала становится затруднительным из-за его уменьшения вследствие возможного промерзания или разветвления. Выход подледниковых вод канала 2 наиболее вероятно находится в средней части ледника между двух ригелей, где расположен поверхностный водоток и небольшой водоем (рис. 2*д*). По данным гидрологических наблюдений прошлых лет [3, 14], в этом месте раньше располагался грот с выходом подледниковых вод, который, вероятно, обрушился из-за отступания ледника и близости крупного поверхностного водотока.

Следует отметить, что выполненные расчеты горизонтальных размеров подледниковых каналов следует оценивать с осторожностью, поскольку пересечение канала георадиолокационным профилем может происходить не под прямым углом, в том числе из-за меандрирования канала. Задача оценки высоты каналов также является сложной, поскольку большое значение для расчета имеет состав заполнителя полости (воздух, вода и их пропорции). В зависимости от их соотношения будет изменяться скорость распространения электромагнитной волны и, соответственно, расчетная высота канала. Так, если пересчитать измеренные интервалы времени между кровлей каналов и ложем ледника в глубины, то при заполнении каналов воздухом их высота составит 5–9 м, а при заполнении водой — 0,5–0,9 м. С учетом высокой интенсивности большинства выделенных отражений, связанной с хотя бы частичным обводнением каналов, их реальная высота находится где-то между этими значениями.

Как видно из табл. 1, выходы каналов 1 и 2 имеют гидрокарбонатно-кальциевый химический состав, повторяющий состав атмосферных осадков, и низкую электропроводность в 30–40 мкСм/см. Сходство минерализации потоков, уходящих в систему колодцев в средней части ледника, и минерализации водотоков, исходящих из гротов на его языке (рис. 3), подтверждает предположение о питании каналов 1, 2 и месте их выхода из-под ледника, а также свидетельствует об отсутствии заметного роста минерализации подледниковых потоков во время движения вдоль ложа ледника по каналам данного типа.

Каналы второго типа расположены в южной, глубокой части ледника и выделены на большинстве георадиолокационных разрезов вблизи зоны теплого льда (см. рис. 6, 7). Как правило, каналы выделяются как одна или несколько дифрагированных волн, представляющих собой отражения гиперболической формы относительно высокой интенсивности, расположенные на некотором удалении друг от друга (рис. 4 Г1-Г2, Д1-Д2, Е1-Е2). Каналы расположены в толще льда, имеют небольшие размеры, определить которые чаще всего не представляется возможным. Вертикальные профили каналов 3 и 4 представлены на рис. 6.

Каналы берут свое начало в верховьях южного борта ледника, в районе снежников, расположенных на высотах более 450 м, которые, благодаря высоте и северной экспозиции склона, сохраняются большую часть лета (см. рис. 1). Точного положения

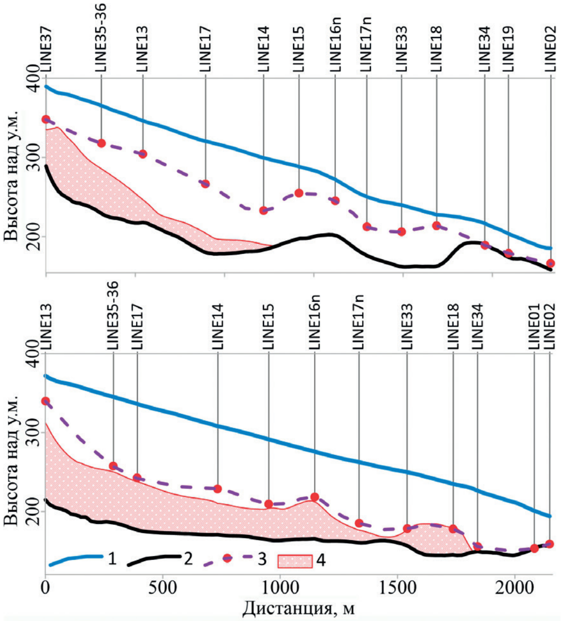

Рис. 6. Вертикальные профили внутриледниковых каналов 3, 4 и точки пересечения с георадиолокационными профилями.

1 — поверхность ледника; *2* — ложе ледника; *3* — положение канала, *4* — область теплого льда

Fig. 6. Vertical profiles of englacial channels 3, 4 and points of intersection with GPR profiles.

1 — glacier surface; *2* — glacier bed; *3* — channel position, *4* — temperate ice

питающих каналы колодцев обнаружено не было из-за труднодоступности данной части ледника. Вероятно, крупные колодцы в этой части ледника отсутствуют, а питание каналов происходит по развитой системе трещин растяжения, по которым талая вода поступает в толщу ледника.

Канал 3 представляет собой зону с серией одиночных дифрагированных волн, некоторые из которых (как правило, одна-две) имеют более высокую интенсивность отражения. Гиперболические отражения обнаружены на глубинах от 20 до 60 м, но при этом сосредоточены на небольшом горизонтальном интервале (см. рис. 4). На некоторых разрезах интенсивность отражений сильно уменьшается (например, рис. 4 Д1-Д2), что, вероятно, свидетельствует о промерзании канала на момент измерений. Начинаясь в верховьях ледника, в непосредственной близости от области теплого льда, канал постепенно от нее отходит и, не опускаясь к ложу ледника, прослеживается на всех поперечных профилях до поднятия рельефа ложа перед языком ледника. В нижней части ледника, непосредственно перед резким поднятием ложа, однозначное прослеживание канала становится затруднительным из-за большого количества схожих отражений от локальных обводненных участков льда. Вероятно, канал опускается к ложу ледника и, упираясь в ригель, поворачивает к южному борту, где отмечен выход подледниковых вод (рис. 2*е*).

Канал 4 берет начало в той же зоне снежников, что и канал 3, но спускается к кровле теплого льда и отмечается как интенсивная одиночная гипербола (или несколько гипербол рядом) вблизи кровли теплого льда. Этот факт дополнительно осложнял его прослеживание, поскольку толща теплого льда выделяется на разрезах идентичными отражениями. При этом интенсивность выделяемых отражений в целом выше, чем у канала 3. Вероятно, именно этот канал был прослежен при георадиолокационной съемке 1999 г. [10]. Располагаясь в верхней части ледника выше области теплого льда приблизительно на 20 м, канал постепенно опускается к его кровле в районе пересечения с профилем LINE16n. Ближе к языку ледника канал опускается к ложу вместе с истончением слоя теплого льда и, вероятно, выходит на поверхность там же, где и канал 3, а его однозначное прослеживание в этой части также затруднительно из-за большого числа похожих отражений в районе ложа.

Также у южного борта ледника, в его средней части отмечены два активных колодца. Определение глубины и направления каналов, начинающихся из этих колодцев, по данным георадиолокации является проблематичным, поскольку они находятся непосредственно над областью теплого льда, который, выделяясь интенсивными отражениями, не позволяет разделить схожие объекты. Пример выделения одного из колодцев (более южного) на профиле LINE16n представлен на рис. 4.

Индикаторные эксперименты И.Ю. Соловьяновой [13], проводившиеся в 2006 г. в этих колодцах, не выявили предполагаемых выходов воды на языке ледника за 4 часа проведенных наблюдений, несмотря на расстояние между колодцами и ближайшим выходом подледниковых вод не более 1,5 км. Исходя из новых имеющихся данных, можно предположить две вероятные причины этого факта. Во-первых, вблизи от этих колодцев, по данным георадиолокации, имеются переуглубления ложа ледника глубиной до 14 м, в которых вода может скапливаться некоторое время (рис. 7, черные контуры). Во-вторых, колодцы расположены в области теплого льда, который является более пористым по сравнению с холодным и также способен накапливать воду. Возможно, попадая в колодец, вода медленно дренируется к ложу ледника по системе пор и небольших каналов в обозначенные переуглубления, выходя на поверхность у южного борта ледника с большой задержкой.

Общий предположительный выход внутриледниковых каналов 3 и 4, так же как и каналов 1 и 2, имеет гидрокарбонатно-кальциевый состав, однако его минерализация выше, и значение электропроводности составляет 100 мкСм/см. Поскольку талые ледниковые воды, попадающие в каналы 3 и 4, далее текут в толще ледника, не выходя к ложу и не контактируя с горной породой, скачок минерализации становится возможен только в непосредственной близости от языка ледника, где каналы опускаются к ложу, и в области скального порога непосредственно перед выходом из грота у южного борта ледника. Фиксируемые здесь повышенные значения в 100 мкСм/см предположительно достигаются благодаря частичной или полной фильтрации подледникового потока в местах переуглубления ложа и в районе ригеля, в который предположительно упирается канал 3. После этого поток собирается в одно русло и выходит на дневную поверхность из грота. Высокая степень минерализации отмечена в этой области также в поверхностных ледниковых потоках, берущих начало на осыпных и моренных склонах, которые у южного борта ледника имеют электропроводность 100–140 мкСм/см и температуру около 1 °С. Не исключен также вклад сильно минерализованных сульфатно-кальциевых подземных вод на ригеле под южным языком ледника.

На заключительном этапе положение выделенных по данным георадиолокации дренажных каналов было сопоставлено с сетью каналов, полученной путем

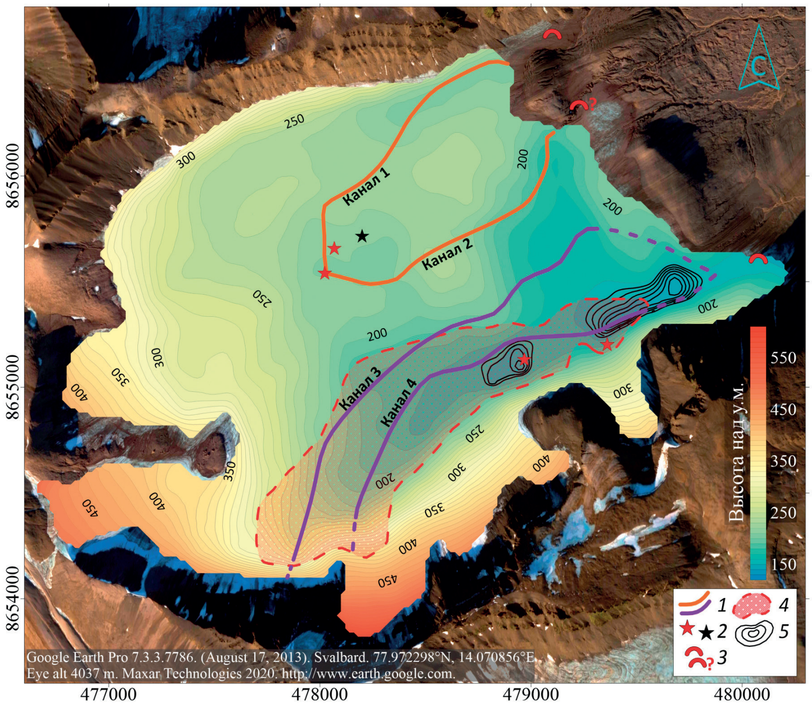

Рис. 7. Рельеф ложа ледника Альдегонда с нанесенным положением выделенных дренажных каналов.

1 — положение выделенных каналов; *2* — активные (красный) и мертвый (черный) колодцы; *3* — известные и предполагаемые гроты на выходе подледниковых потоков; *4* — область распространения теплого льда; 5 — участки переуглублений на ложе ледника (изолинии даны через 2,5 м)

Fig. 7. Aldegondabreen bedrock topography with the plotted position of the identified drainage channels.

1 — position of selected channels; *2* — active (red) and dead (black) moulins; *3* — known and expected grottoes at the outlet of subglacial streams; *4* — area of distribution of tempered ice; *5* — areas of overdeepening on the glacier bed (the contours are shown at 2.5 m intervals)

расчета гидравлического потенциала ледника [23]. Для выполнения расчета необходимо знание высот поверхности и ложа ледника, плотности льда и воды, а также ускорение свободного падения на данной широте. Переменным коэффициентом в расчете является значение давления воды на ложе, выраженное в долях давления вышележащего льда и принимающее значение от 0 до 1. Формула расчета и подробное описание процедуры даны в работах [23–25]. К недостаткам подобного моделирования можно отнести отсутствие учета различной плотности льда, а также его трещиноватости, что в реальности приводит к неравномерному распределению давления воды в толще ледника [3].

Реконструкция была выполнена для двух состояний дренажной сети. В первом случае давление на ложе равнялось давлению всего вышележащего льда (коэффициент равен 1), что соответствует полностью заполненным водой каналам, направление которых перпендикулярно эквипотенциальным поверхностям. Во втором случае значение давления вышележащего льда было уменьшено в два раза (коэффициент

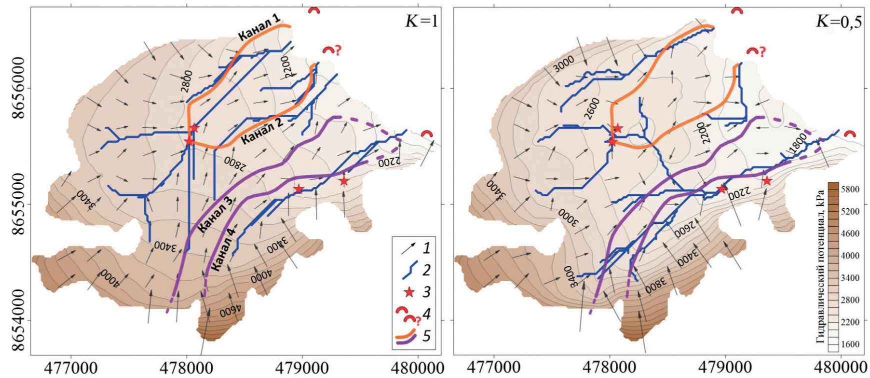

Рис. 8. Распределение гидравлического потенциала и пути движения воды на ложе для различных условий давления вышележащего льда.

1 — направление и относительная величина гидравлического потенциала в узлах модели; *2* — пути движения воды на ложе; *3* — активные колодцы; *4* — известные и предполагаемые гроты на выходе подледниковых потоков; *5* — положение каналов, выделенных по данным георадиолокации

Fig. 8. Distribution of the hydraulic potential for various pressure conditions of the overlying ice and the path of water flows on the bed.

1 — direction and relative value of the hydraulic potential in the nodes of the model; *2* — paths of water flows on the bed; *3* — active moulins; *4* — known and expected grottoes at the outlet of subglacial streams; *5* — channel positions according to GPR

0,5), что, следуя работе [24], может быть интерпретировано как дренажная сеть, которая в сезон абляции существует при давлении ниже давления вышележащего льда из-за высокого поверхностного таяния и значительного увеличения элементов дренажной сети. Оба сценария теоретически возможны на исследуемом леднике. Для построения путей движения воды на карте распределения гидравлического потенциала был использован алгоритм watershed программы Surfer (Golden Software LLC, США), который позволяет рассчитывать линии тока воды на основе количества потока в узел сетки из всех окружающих узлов. Это показывает путь, по которому вода будет проходить через сеть, а линии тока отмечают низкие точки на карте. Результат реконструкции и его сопоставление с каналами, выделенными по данным георадиолокации, представлены на рис. 8. Как видно из рисунка, лучшее совпадение наблюдается при коэффициенте давления воды, равном 1, а наиболее достоверно определяются подледниковые каналы 1 и 2, расположенные в северной части ледника. Положение действующих колодцев и выходов воды из подледниковых каналов также хорошо коррелирует с реконструированными линиями тока.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показывают, что в современных условиях ледник Альдегонда имеет четыре основных дренажных канала, которые можно разделить на два типа исходя из их положения относительно ложа ледника и условий питания. Два канала первого типа расположены в северной, неглубокой части ледника. Они берут свое начало в центральной части ледника и, попадая в сложную систему ледниковых колодцев, до своего выхода из гротов проходят вдоль ложа ледника под толщей холодного льда. При этом основным каналом, дренирующим большую часть воды, является канал 1, имеющий, по данным георадиолокации, наибольшие размеры и интенсивность отражения, что хорошо согласуется с данными [12]. После опускания каналов к ложу ледника их связь с поверхностью не прослеживается, что говорит в пользу их происхождения и развития по локальным трещинам [3], а не в процессе захоранивания поверхностного водотока, как это определено на леднике Лонгйир в работе [5].

На выходе подледниковые воды имеют гидрокарбонатно-кальциевый состав и низкую минерализацию (электропроводность 30–40 мкСм/см), унаследованную от поверхностных водотоков, попадающих в колодцы в средней части ледника. Роста минерализации в ходе движения потока вдоль ложа ледника не происходит.

Каналы второго типа имеют небольшой размер и расположены в южной, глубокой части ледника, ближе к его южному борту. Они берут свое начало в районе снежников и трещин растяжения в верховьях ледника и далее протягиваются внутри толщи ледника в районе его максимальной мощности, вблизи области теплого льда. Наличие снежников, расположенных на высотах более 450 м, где по некоторым данным [26] до недавнего времени происходило незначительное питание ледника, а также максимальные поверхностные скорости движения льда (более 1,9 м/год), полученные по данным геодезической съемки [27], позволяют предположить, что в этой части ледника также происходило питание области теплого льда. Это подтверждается минимальными глубинами до кровли теплого льда, полученными в этой же части ледника, по результатам георадарных исследований 2018–2019 гг. [15].

Подледниковые воды на выходе из грота у южного борта имеют гидрокарбонатно-кальциевый состав и повышенную минерализацию (электропроводность 100 мкСм/см), которая превосходит минерализацию подледниковых водотоков 1 и 2, а также значительно превосходит минерализацию поверхностных водотоков ледника. Используя информацию о геометрии каналов, их минерализации и результатах индикаторных экспериментов, а также зная особенности строения ложа, можно предположить, что повышенная минерализация потоков на выходе из грота у южного борта ледника связана с частичным или полным медленным дренированием воды через горные породы в переуглублениях ложа ледника и у скального ригеля, непосредственно перед выходом водотока на поверхность. Выполненный расчет гидравлического потенциала и реконструкция подледниковой дренажной сети в основном соответствуют выявленному положению подледниковых каналов и активных колодцев, подтверждая тяготение основных водотоков к северной части ледника. При этом лучшее совпадение реконструированной дренажной сети с каналами, выделенными по данным георадиолокации, наблюдается при полном давлении вышележащего льда.

Можно добавить, что выделенная дренажная сеть из четырех каналов не является полной. На некоторых разрезах имеются отдельные интенсивные гиперболы, которые прослежены на одном или нескольких профилях, но не образуют единой системы. Возможно, это отмершие каналы или небольшие притоки, соединяющиеся с основными четырьмя каналами. Также возникает сложность при картировании каналов в нижней части ледника, где наблюдается промерзание каналов из-за малой мощности льда, а также присутствуют схожие отражения от локальных обводненных участков.

Путем замеров минерализации и исследования химического состава водотоков в области ригеля ниже фронта ледника удалось определить зону выходов сильно минерализованных (700–760 мкСм/см) газирующих источников подземных вод сульфатно-кальциевого состава, весьма схожих по своим характеристикам с источниками о. Конгресс. Скачок минерализации в этой зоне весьма заметен, хотя вклад источников в общий расход реки Альдегонды остается небольшим и не приводит к изменению ее химического состава, обусловленного поступлением большого объема талых ледниковых вод. В совокупности с водотоками, текущими из озер в нижней части морены ледника, в устьевой области реки наблюдается гидрокарбонатно-кальциевый состав вод со средней минерализацией 109 мг/л.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Финансирование. Исследования выполнены в рамках работ по программе Российской научной арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген (РАЭ-Ш) ФГБУ «ААНИИ» и тематики НИОКР Росгидромета, а также при финансовой поддержке РФФИ в рамках проекта № 18-05-00421 «Особенности формирования и развития паводков подледниковых водоемов Антарктиды».

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

Funding. The studies were carried out as part of the program of the Russian scientific Arctic expedition on the Spitsbergen (RAE-S) of FSBI “AARI”, the R&D topics of Roshydromet and with the financial support by RFBR grant No 18-05-00421 “Main features of formation and development of the Antarctic subglacial floods”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я.* Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. М.: ГЕОС, 2014. 528 с.

2. *Irvine-Fynn T.D.L., Hodson A.J., Moorman B.J., Vatne G., Hubbard A.L.* Polythermal Glacier Hydrology: A review // Review of Geophysics. 2011. V. 49. https://doi.org/10.1029/2010RG000350.

3. *Мавлюдов Б.Р.* Внутренние дренажные системы ледников. М.: Институт географии РАН, 2006. 396 с.

4. *Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Марчук И.О.* Распределение холодного и теплого льда в ледниках на Земле Норденшельда (Шпицберген) по данным наземного радиозондирования // Лед и снег. 2019. № 2 (59). С. 149–166. doi: 10.15356/2076-6734-2019-2-430.

5. *Hansen L.U., Piotrowski J.A., Benn D.I., Sevestre H.* A cross-validated three-dimensional model of an englacial and subglacial drainage system in a High-Arctic glacier // Journal of Glaciology. 2020. № 66 (256). P. 278–290. doi: 10.1017/jog.2020.1.

6. *Bælum K., Benn D.I.* Thermal structure and drainage system of a small valley glacier (Tellbreen, Svalbard), investigated by ground penetrating radar // The Cryosphere. 2011. V. 5. P. 139–149. doi: 10.5194/tc-5-139-2011.

7. *Stuart G., Murray T., Gamble N., Hayes K., Hodson A.* Characterization of englacial channels by ground-penetrating radar: An example from Austre Brøggerbreen, Svalbard // J. of Geophys. Research. 2003. V. 108. Iss. B11. 2525. doi: 10.1029/2003JB002435.

8. *Мачерет Ю.Я.* Радиозондирование ледников. М.: Научный Мир, 2006. 389 с.

9. *Мачерет Ю.Я., Журавлев А.Б.* Радиолокационное зонирование ледников Шпицбергена с вертолета // МГИ. 1980. Вып. 37. С. 109–121.

10. *Василенко Е.В., А.Ф. Глазовский, Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х., Токарев М.Ю., Калашников А.Ю., Мирошниченко Д.Е., Резников Д.С.* Радиофизические исследования ледника Альдегонда на Шпицбергене в 1999 г. // МГИ. 2001. Вып. 90. С. 86–99.

11. *Мавлюдов Б.Р.* О внутреннем дренаже политермальных ледников, Шпицберген // Комплексные исследования природы Шпицбергена: Сб. материалов V междунар. конф. Вып. 5. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2005. С. 314–331.

12. *Соловьянова И.Ю., Третьяков М.В., Прямиков С.М.* Особенности формирования стока реки Альдегонда (Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена: Сб. материалов V междунар. конф. Вып. 5. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2005. С. 348–355.

13. Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген // НТО об экспедиции «Шпицберген-2006», нач. эксп. И.Ю. Соловьянова. СПб., 2006. 210 с. Фонды ААНИИ, инв. № Р-5607.

14. Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген // НТО об экспедиции «Шпицберген-2005», нач. эксп. И.Ю. Соловьянова. СПб., 2005. 157 с. Фонды ААНИИ, инв. № Р-5547.

15. *Борисик А.Л., Новиков А.Л., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Веркулич С.Р.* Строение и динамика ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) по данным повторных георадиолокационных исследований 1999, 2018 и 2019 годов // Лед и снег. 2021. Т. 61. № 1. С. 26–37. doi: 10.31857/S2076673421010069.

16. *Владов М.Л., Судакова М.С.* Георадиолокация: от физических основ до перспективных направлений. М.: ГЕОС, 2017. 240 с.

17. *Sheriff R.E.* Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics. Fourth edition. Society of Exploration Geophysicists, 2002. 442 p. doi: 10.1190/1.9781560802969.

18. *Gokhman V.V.* Distribution and conditions of formation of glacial icings on Spitsbergen // Polar Geography and Geology. 1987. V. 11:4. P. 249–260. doi: 10.1080/10889378709377334.

19. *Mallinson L., Swift D.A., Sole A.* Proglacial icings as indicators of glacier thermal regime: ice thickness changes and icing occurrence in Svalbard // Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography. 2019. V. 101:4. P. 334–349. doi: 10.1080/04353676.2019.1670952.

20. Geological Map Svalbard 1:100 000. Isfjorden (G100) // B9G. Norsk Polarinstitutt Temakart nr. 16, 1992.

21. Geological Map Svalbard 1:100 000. Van Mijenfjorden (G100) // B10G. Norsk Polarinstitutt Temakart nr. 2, 1986.

22. *Ромашова К.В., Румянцева Е.В., Третьяков М.В.* Минерализация и ионный сток рек водосбора залива Гренфьорд (архипелаг Шпицберген) // Труды VIII Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2019)» Т. I (III): [Сборник]. Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2020. С. 268–271.

23. *Shreve R.* Movement of Water in Glaciers // Journ. of Glaciology. 1972. V. 11. № 62. P. 205–214. doi: 10.3189/S002214300002219X.

24. *Rippin D., Willis I., Arnold N., Hodson A., Moore J., Kohler J., BjöRnsson H.* Changes in geometry and subglacial drainage of Midre Lovénbreen, Svalbard, determined from digital elevation models // Earth Surf. Process. Landforms. 2003. V. 28. P. 273–298. doi: 10.1002/esp.485.

25. *Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я., Холмлунд П., Глазовский А.Ф.* Гидротермическая структура и подледниковая дренажная гидрологическая сеть ледника Тавле на Шпицбергене // Лед и снег. 2011. № 3 (115). С. 41–46.

26. *Мавлюдов, Б.Р., Кудиков А.В.* Изменение ледника Альдегонда с начала XX века // Вестник Кольского научного центра РАН. 2018. № 3 (10). С. 152–162.

27. Гляцио-геофизические исследования // НТО об экспедиции «Шпицберген-2019», нач. эксп. А.Л. Новиков. СПб., 2019. 152 с. Фонды ААНИИ, инв. № О-4101.

REFERENCES

1. *Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya. Voda v lednikakh. Metody i rezul'taty geofizicheskikh i distantsionnykh issledovanii.* Water in glaciers. Methods and results of geophysical and remote sensing studies. Moscow: GEOS, 2014: 528 p. [In Russian].

2. *Irvine-Fynn T.D.L., Hodson A.J., Moorman B.J., Vatne G., Hubbard A.L.* Polythermal Glacier Hydrology: A review. Review of Geophysics. 2011, 49. https://doi.org/10.1029/2010RG000350.

3. *Mavliudov B.R. Vnutrennie drenazhnye sistemy lednikov.* Internal drainage systems of glaciers. Moscow: *Institut geografii RAN*, 2006: 396 p. [In Russian].

4. *Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F., Lavrentiev I. I., Marchuk I.O.* Distribution of cold and temperate ice in glaciers on the Nordenskiöld Land, Spitsbergen, from ground-based radio-echo sounding. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2019, 2 (59): 149–166. doi: 10.15356/2076-6734-2019-2-430. [In Russian].

5. *Hansen L.U., Piotrowski J.A., Benn D.I., Sevestre H.* A cross-validated three-dimensional model of an englacial and subglacial drainage system in a High-Arctic glacier. Journal of Glaciology. 2020, 66 (256): 278–290. doi: 10.1017/jog.2020.1.

6. *Bælum K., Benn D.I.* Thermal structure and drainage system of a small valley glacier (Tellbreen, Svalbard), investigated by ground penetrating radar. The Cryosphere. 2011, 5: 139–149. doi: 10.5194/tc-5-139-2011.

7. *Stuart G., Murray T., Gamble N., Hayes K., Hodson A*. Characterization of englacial channels by ground-penetrating radar: An example from Austre Brøggerbreen, Svalbard. J. of Geophys. Research. 2003, 108, B11: 2525. doi: 10.1029/2003JB002435.

8. *Macheret Yu.Ya. Radiozondirovanie lednikov*. Radio-echo sounding of glaciers. Moscow: *Nauchnyi Mir*, 2006: 389 p. [In Russian].

9. *Macheret Yu.Ya., Zhuravlev A.B.* Radar sounding of the Spitsbergen glaciers from a helicopter. *Materialy Glatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1980, 37: 109–121. [In Russian].

10. *Vasilenko E.V., Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya., Navarro F.H., Tokarev M.Yu., Kalashnikov A.Yu., Miroshnichenko D.E., Reznikov D.S.* Radiophysical studies of Aldegondabreen in Svalbard in 1999. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 2001, 90: 86–99. [In Russian].

11. *Mavliudov B.R.* About internal drainage of polythermal glaciers, Svalbard. *Kompleksnye issledovaniia prirody Shpitsbergena: Sb. materialov V mezhdunar. konf.* Comprehensive studies of the nature of Spitsbergen: collection of materials of the 5th Int. Conf. Apatity, 2005: 314–331. [In Russian].

12. *Solov'ianova I.Iu., Tret'iakov M.V., Priamikov S.M.* Features of the flow formation of the Aldegonda River (Spitsbergen). *Kompleksnye issledovaniia prirody Shpitsbergena: Sb. materialov V mezhdunar. konf.* Comprehensive studies of the nature of Spitsbergen: collection of materials of the 5th Int. Conf. Apatity, 2005: 348–355. [In Russian].

13. *Izuchenie meteorologicheskogo rezhima i klimaticheskikh izmenenii v raione arkhipelaga Shpitsbergen: NTO ob ekspeditsii «Shpitsbergen-2005»*. Study of the meteorological regime and climatic changes in the Spitsbergen archipelago: scientific report. Expedition leader I.Iu. Solov'ianova. St. Petersburg, 2005: 157 p. Arctic and Antarctic Research Institute Repository ID № P-5547. [In Russian].

14. *Izuchenie meteorologicheskogo rezhima i klimaticheskikh izmenenii v raione arkhipelaga Shpitsbergen: NTO ob ekspeditsii «Shpitsbergen-2006»*. Study of the meteorological regime and climatic changes in the Spitsbergen archipelago: scientific report. expedition leader I.Iu. Solov'ianova. St. Petersburg, 2006: 210 p. Arctic and Antarctic Research Institute Repository ID № P-5607. [In Russian].

15. *Borisik A.L., Novikov A.L., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Verkulich S.R.* The structure and dynamics of Aldegondabreen (West Spitsbergen) according to repeated radio-echo sounding data in 1999, 2018 and 2019 years. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 1 (61): 26–37. doi: 10.31857/S2076673421010069. [In Russian].

16. *Vladov M.L., Sudakova M.S. Georadiolokatsiia: ot fizicheskikh osnov do perspektivnykh napravlenii.* Georadar: from physical fundamentals to promising directions. Moscow: GEOS, 2017: 240 p. [In Russian].

17. *Sheriff R.E.* Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics. Fourth edition. Society of Exploration Geophysicists, 2002: 442 p. doi: 10.1190/1.9781560802969.

18. *Gokhman V.V.* Distribution and conditions of formation of glacial icings on Spitsbergen. Polar Geography and Geology. 1987, 11:4: 249–260. doi: 10.1080/10889378709377334.

19. *Mallinson L., Swift D.A., Sole A.* Proglacial icings as indicators of glacier thermal regime: ice thickness changes and icing occurrence in Svalbard. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography. 2019, 101:4: 334–349. doi: 10.1080/04353676.2019.1670952.

20. Geological Map Svalbard 1:100 000. Isfjorden (G100). B9G. Norsk Polarinstitutt Temakart nr. 16, 1992.

21. Geological Map Svalbard 1:100 000. Van Mijenfjorden (G100). B10G. Norsk Polarinstitutt Temakart nr. 2, 1986.

22. *Romashova K.V., Rumiantseva E.V., Tret'iakov M.V.* Mineralization and ionic flow of rivers in the Grenfjord bay catchment area (Spitsbergen archipelago). *Trudy VIII Mezhdunarodnoi nauchno-prakticheskoi konferentsii «Morskie issledovaniia i obrazovanie (MARESEDU-2019)»*. Proceedings of the VIII international scientific and practical conference “Marine research and education (MARESEDU-2019)”. Tver: *PolyPress,* 2020: 268–271. [In Russian].

23. *Shreve R.* Movement of water in glaciers. Journ. of Glaciology. 1972, 11 (62): 205–214. doi: 10.3189/S002214300002219X.

24. *Rippin D., Willis I., Arnold N., Hodson A., Moore J., Kohler J., BjöRnsson H.* Changes in geometry and subglacial drainage of Midre Lovénbreen, Svalbard, determined from digital elevation models. Earth Surf. Process. Landforms. 2003, 28: 273–298. doi: 10.1002/esp.485.

25. *Lavrentiev I. I., Macheret Yu.Ya., Holmund P., Glazovsky A.F.* Hydrothermal structure and subglacial drainage network of Tavlebreen in Spitsbergen. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2011, 3 (115): 41–46. [In Russian].

26. *Mavliudov, B.R., Kudikov A.V.* Aldegonda glacier change since the early 20th century. V*estnik Kol'skogo nauchnogo tsentra RAN*. Bulletin of the Kola Science Center RAS. 2018, 3 (10): 152–162. [In Russian].

27. *Gliatsio-geofizicheskie issledovaniia: NTO ob ekspeditsii «Shpitsbergen-2019»*. Glacio-geophysical research: scientific report. expedition «Shpitsbergen-2019». Exp. leader A.L. Novikov. Saint-Petersburg, 2019: 152 p. Arctic and Antarctic Research Institute Repository ID № O-4101. [In Russian].

https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-89-99
УДК 537.67

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ ORIGINAL ARTICLE

КОРРЕКТИРОВКА ШКАЛ ЛОКАЛЬНЫХ K-ИНДЕКСОВ ДЛЯ ВЫСОКОШИРОТНЫХ МАГНИТНЫХ СТАНЦИЙ

А.В. ФРАНК-КАМЕНЕЦКИЙ, В.Д. НИКОЛАЕВА, Н.А. СТЕПАНОВ, А.С. КАЛИШИН*

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

**al_frank@aari.ru*

Резюме

Для оценки уровня геомагнитной возмущенности в каждом пункте магнитных наблюдений рассчитывается собственный K-индекс. Нижняя граница балла K = 9 — это значение амплитуды вариации горизонтальной компоненты магнитного поля, при превышении которой K-индексу присваивается максимальное значение, равное 9. Эта граница подбирается индивидуально для каждой станции в зависимости от ее геомагнитной широты. Последний раз шкалы K-индексов для российских станций были установлены в середине прошлого века и с тех пор не корректировались. Существенное расхождение K-индексов, вычисленных по этим шкалам, с планетарным Kp-индексом показывает, что они нуждаются в уточнении, а в некоторых случаях их необходимо определять заново. Составлена таблица шкал локальных K-индексов для пунктов магнитных наблюдений в Российской Арктике, и получена зависимость нижнего значения балла K = 9 от геомагнитной широты пункта наблюдений. Новые шкалы K-индексов могут быть использованы при оперативной работе на сети высокоширотных станций магнитных наблюдений Росгидромета.

Ключевые слова: авроральная зона, геомагнитные возмущения, геофизические наблюдения, K-индекс, магнитное поле.

Для цитирования: *Франк-Каменецкий А.В., Николаева В.Д., Степанов Н.А., Калишин А.С.* Корректировка шкал локальных K-индексов для высокоширотных магнитных станций // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. № 1. С. 89–99. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-89-99.

Поступила 27.10.2020 **После переработки 29.01.2021** **Принята 02.02.2021**

LOCAL K-INDEX SCALES CORRECTION FOR THE HIGH-LATITUDE MAGNETIC STATIONS

ALEKSANDR V. FRANK-KAMENETSKY, VERA D. NIKOLAEVA, NIKITA A. STEPANOV, ALEKSEY S. KALISHIN*

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

**al_frank@aari.ru*

Summary

To assess the magnetic activity, various indices (numerical characteristics of the planetary and local disturbance of the Earth's magnetic field) are used. Most widely used for various purposes are the planetary Kp-index and the local K-index, proposed by Bartels. The K-index characterizes the Earth's magnetic field disturbance in a 3-hour interval (0–3, 3–6, etc. UTC) and is defined in a range from 0 to 9 by the amplitude of the horizontal component deviation from the quiet level. K = 0 indicates the absence of geomagnetic activity, and K = 9 corresponds to a strong geomagnetic storm. The lower limit of K = 9 is the amplitude of magnetic field horizontal component variation above which the K-index is assigned the maximum value of 9. This limit is selected individually for each station, depending on its geomagnetic latitude. The latest scales of the K-indices boundaries for the Russian Arctic stations were determined in the middle of the last century and have not been corrected since then. The significant discrepancy between the K-indices calculated using these scales and the planetary Kp-index shows that they had to be refined, and in some cases, they must be re-selected. The local indices lower boundaries (K = 9) for stations in the Arctic Russian sector were determined. K-indices lower boundaries were received for the strong magnetic storm according to the IAGA procedure. It is shown that for different magnetic field horizontal component variation values K-indices for different observation points practically coincide with the Kp-index. The lower value K = 9 dependence on the observation point geomagnetic latitude is presented. This relation can be used to obtain the lower boundary of K = 9 for any magnetic station. A table with local K-index scales for Russian Arctic magnetic stations has been compiled.

Keywords: auroral zone, geomagnetic disturbances, geophysical observations, K-index, magnetic field.

For Citation: *Frank-Kamenetsky A.V., Nikolaeva V.D., Stepanov N.A., Kalishin A.S.* Local K-index scales correction for the high-latitude magnetic stations. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (1): 89–99. [In Russian]. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-89-99.

Received 27.10.2020 **Revised 29.01.2021** **Accepted 02.02.2021**

ВВЕДЕНИЕ

Влияние магнитных возмущений на погоду и климат, биологические объекты, электронику и многое другое в настоящее время не вызывает сомнений. Для оценки магнитной активности используются различные индексы, представляющие собой численную характеристику как планетарной, так и локальной степени возмущенности магнитного поля Земли. Согласно требованиям Международной ассоциации геомагнетизма и аэрономии (МАГА) [1], каждый из международных индексов должен быть наглядным и простым в применении, а также получаться в оперативном режиме. Наиболее распространенными и часто используемыми в различных целях являются планетарный Kp-индекс и локальный K-индекс, предложенные Бартельсом [2, 3]. K-индекс характеризует возмущенность магнитного поля Земли в 3-часовом интервале мирового времени (0–3, 3–6, и т. д. UTC, в дальнейшем 3-часовая амплитуда), определяется в баллах от 0 до 9 по величине амплитуды вариации с учетом спокойного уровня одной из двух горизонтальных компонент магнитного поля (H или D) в течение трех часов и рассчитывается во всех пунктах наблюдений. Значение индекса K = 0 говорит об отсутствии геомагнитной активности, а K = 9 означает сильную геомагнитную бурю. Нижняя граница K = 9 — это значение амплитуды вариации горизонтальной компоненты магнитного поля, при превышении которой K-индексу присваивается максимальное значение, равное 9. Нижняя граница для K = 9 подбирается индивидуально для каждой станции в зависимости от ее геомагнитной широты, а верхний предел амплитуды для балла K = 0 получается путем умножения нижней границы на коэффициент 0,01. Верхние пределы для амплитуд от 1 до 7 баллов получаются путем умножения верхнего предела амплитуды балла K = 0 на множители: 2, 4, 8, 16, 24, 40, 64 соответственно [4].

Планетарный Kp-индекс, характеризующий глобальную возмущенность магнитного поля Земли, определяется как среднее значение уровней возмущения горизонтальных составляющих геомагнитного поля на 13 магнитных обсерваториях, расположенных между 44 и 60 градусами северной и южной геомагнитных широт. Для определения Kp-индекса используются стандартизованные значения локальных K-индексов (Ks) этих обсерваторий [2, 3].

K и Kp-индексы используются для описания текущей геомагнитной обстановки, прогноза космической погоды и как входной параметр для различных моделей [5, 6, 7, 8].

Геомагнитные бури регистрируются, как правило, на всей поверхности Земли и могут продолжаться до нескольких суток. Это обуславливает появление сильных геомагнитных возмущений и, соответственно, высоких значений K-индекса по всему земному шару. Ввиду того, что амплитуда вариаций зависит от геомагнитной широты точки наблюдения, для получения единообразной оценки магнитной активности для каждого пункта наблюдений, вне зависимости от расположения станции, вводится своя шкала границ K-индекса. Последние данные о границах K-индексов для российских станций приведены в [9], для высокоширотных станций в [10] и использовались до последнего времени. Существенное расхождение K-индексов, вычисленных по этим шкалам, с планетарным Kp-индексом показывает, что они нуждаются в уточнении, а в некоторых случаях их необходимо подбирать заново. Аналогичные результаты приведены в [11].

Согласно [4], значению K = 9 соответствует возмущение, большее 2500 нТл в зоне полярных сияний и большее 300 нТл в низких широтах (исключая экватор). Нижние пределы для K = 9 были введены без учета особенностей развития магнитных возмущений в высоких широтах. В связи с этим значения K-индексов для высокоширотных станций в ряде случаев значительно отличаются от значений индексов средне- и низкоширотных станций для одних и тех же периодов времени. Таким образом, современное состояние исследований с использованием индексов геомагнитной активности указывает на необходимость уточнения, а в некоторых случаях нового подбора шкал для локальных K-индексов.

Целью работы является определение нижней границы K = 9 локальных K-индексов для высокоширотных пунктов наблюдений на основе данных станций российского сектора Арктики и станций, входящих в расчет планетарного Kp-индекса.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

В работе использованы данные магнитных наблюдений, полученные на высокоширотных станциях Росгидромета. Все использованные данные хранятся в базе данных Полярного геофизического центра отдела геофизики ААНИИ. На рис. 1 показано расположение пунктов магнитных наблюдений. Их географические и исправленные геомагнитные координаты, рассчитанные на 1 января 2020 г. [12], приведены в табл. 1.

Для вычисления K-индексов использовалась горизонтальная составляющая магнитного поля (временное разрешение 1 минута) с учетом спокойного уровня — долговременных трендов, не связанных с солнечной активностью. Методика определения спокойного уровня взята из [13], где кривая суточного хода магнитного поля,

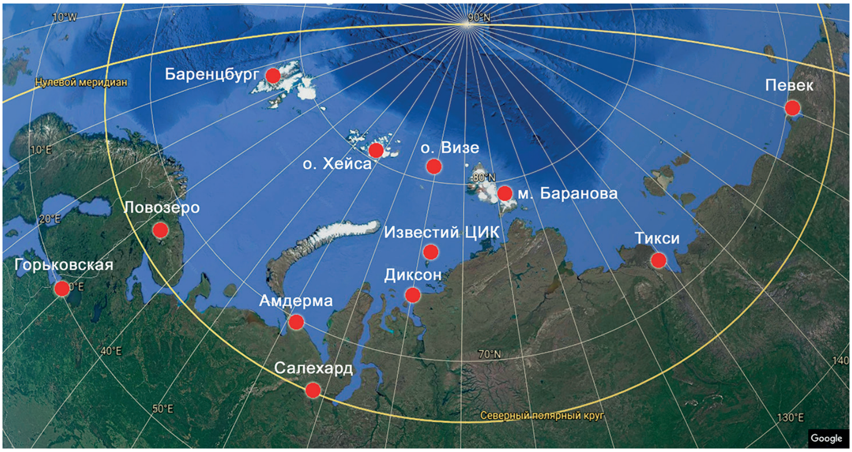

Рис. 1. Расположение российских арктических пунктов магнитных наблюдений

Fig. 1. Location of Russian Arctic magnetic observation stations

Таблица 1

Географические и исправленные геомагнитные координаты российских высокоширотных станций

Table 1

Geographic and corrected geomagnetic coordinates of Russian high-latitude stations

Код	Пункт наблюдения	Географические координаты		Исправленные геомагнитные координаты	
		Широта	Долгота	Широта	Долгота
GRK	Горьковская	60,27	29,38	56,74	105,55
SAH	Салехард	66,52	66,67	63,04	141,69
LOZ	Ловозеро	68,00	35,02	64,67	113,47
PBK	Певек	70,03	170,92	65,83	–126,77
AMD	Амдерма	69,60	60,20	66,04	136,48
TIK	Тикси	71,35	128,54	66,65	–160,40
DIK	Диксон	73,52	80,68	69,59	156,42
IZV	о. Известий ЦИК	75,95	82,93	71,74	158,92
BRN	м. Баранова	79,17	101,37	74,61	174,35
VIZ	о, Визе	79,29	76,58	74,92	154,88
BBG	Баренцбург	78,04	14,13	75,65	105,99
HES	о. Хейса	80,62	58,05	76,37	142,08

не связанная с магнитосферными возмущениями, определяется в виде среднего значения магнитного поля в спокойные периоды за предыдущие 30 дней. Магнитоспокойный период определяется двумя условиями:

– максимальное изменение геомагнитного поля мало на 20-минутном отрезке $\max(dB/dt[t, t + 20]) < \gamma$;

– вариация геомагнитного поля на 20-минутном интервале $B[t, t + 20]$ слабо отличается от линии тренда B_{T}, полученной при помощи локально-взвешенной регрессии [14] с 3-часовым окном $\max|(B[t, t + 20]) - (B_{T}, [t, t + 20])| < \beta$.

Подбор γ и β индивидуален для каждого дня. Начальные значения (γ = 2, β = 2) последовательно увеличиваются, пока каждый час суточного интервала не будет содержать минимум 120 значений для вычисления спокойного уровня. Эта методика [13] позволяет рассчитывать кривую спокойного уровня в режиме реального времени для каждой станции.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Особенностью российских высокоширотных магнитных станций является то, что они расположены в зонах, существенно различающихся по физике происходящих там явлений. Российские высокоширотные станции можно условно разделить на три группы. К первой группе относятся субавроральные станции, к группе 2 — станции, расположенные в авроральной зоне, и к группе 3 — станции, находящиеся в области полярной шапки. Во время магнитных возмущений все, как высокоширотные, так и средне- и низкоширотные, станции должны давать примерно одинаковую величину K-индекса.

Для определения границ K-индексов по методике, утвержденной МАГА, был проведен анализ геомагнитных возмущений во время нескольких мировых магнитных бурь.

На рис. 2 представлены вариации Dst и Kp-индексов во время одной из рассматриваемых мировых бурь 16–18 марта 2015 г. 15–16 марта наблюдались незначительные магнитные вариации, преимущественно в авроральной зоне. 17 марта

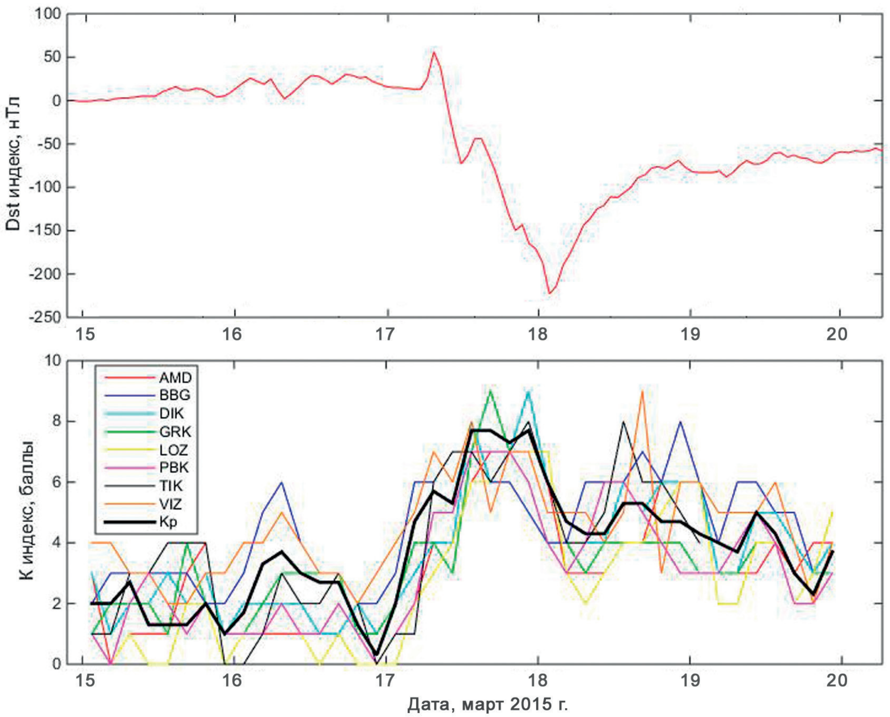

Рис. 2. Сопоставление локальных K-индексов с планетарным индексом Kp в период с 15 по 20 марта 2015 г.

Fig. 2. Comparison of local K-indices with the planetary Kp-index in the period 15–20 March 2015

началась магнитная буря (максимум индекса Dst — 220 нТл) с фазой восстановления 18–19 марта (рис. 2, верхняя панель).

Были рассмотрены данные восьми станций: Горьковская (GRK), Амдерма (AMD), Баренцбург (BBG), Диксон (DIK), Ловозеро (LOZ), Тикси (TIK), о. Визе (VIZ) и Певек (PBK). Для этих станций были подобраны такие нижние пределы балла K = 9, чтобы локальные K-индексы были максимально приближены к Kp.

Наибольшая амплитуда возмущения (ΔH = 2526 нТл) наблюдалась в центре авроральной зоны, где расположена станция Диксон. Для этой станции нами был принят нижний предел балла K = 9, равный 2500 нТл, который ранее применялся для большинства высокоширотных станций, вне зависимости от их положения. Для остальных станций нижний предел балла K = 9 был пересмотрен таким образом, чтобы рассчитанные локальные индексы находились в наилучшем согласии с планетарным индексом Kp (рис. 2, нижняя панель). Данные пределы балла K = 9 позволяют получать адекватное распределение величин локальных K-индексов для высокоширотных станций.

На рис. 3 приведена зависимость нижнего значения балла K = 9 от исправленной геомагнитной широты пункта наблюдений для станций Российской Арктики и для станций Северного полушария, используемых при расчете Kp-индекса. Эта зависимость в приведенном широтном диапазоне аппроксимирована полиномом 6-й степени. Достоверность аппроксимации $R^2 = 0{,}9898$. На этом же рисунке показаны значения K = 9 из [15]. Значения нижних пределов балла K = 9, географические и исправленные геомагнитные координаты станций Kp-индекса, расположенных выше 50° исправленной геомагнитной широты, приведены в табл. 2.

На рис. 4 и 5 представлены результаты рассчитанных, с учетом новых границ, значений K-индексов во время магнитных бурь 27 мая — 1 июня 2017 г. и 24 августа — 3 сентября 2018 г. Видно, что во время фазы роста и на главной фазе наблюдается хорошее соответствие K и Kp-индексов. Однако на фазе восстановления локальные K-индексы, как правило, превышают Kp, что обусловлено развитием в это время авроральных возмущений, что является нормальным широтным распределением геомагнитной активности [16].

Таблица 2

Географические и исправленные геомагнитные координаты обсерваторий Kp-индекса Северного полушария и их нижние пределы для балла K = 9

Table 2

Geographic and corrected geomagnetic coordinates of observatories Kp-index of the Northern hemisphere and their lower limits for K = 9

Пункт наблюдения	Страна	Географические координаты		Исправленные геомагнитные координаты		K = 9 (нТл)
		широта	долгота	широта	долгота	
Lerwick	Шотландия	60,13°	358,82°	57,42°	79,81°	1000
Meanook	Канада	54,62°	246,67°	61,29°	–50,24°	1500
Sitka	США	57,05°	224,67°	59,46°	–76,00°	1000
Eskdalemuir	Шотландия	55,32°	356,80°	51,89°	76,40°	750
Uppsala	Швеция	59,90°	17,35°	56,45°	95,00°	600
Ottawa	Канада	45,40°	284,45°	53,99°	3,46°	750
Brorfelde	Дания	55,62°	11,67°	51,74°	88,79°	600

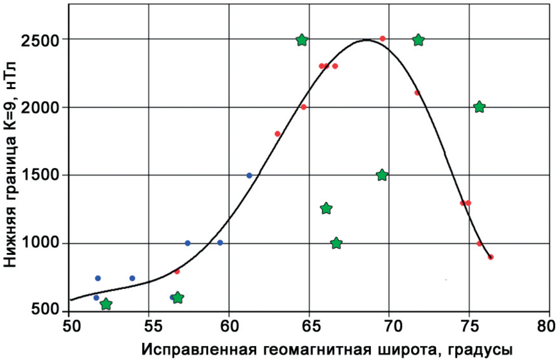

Рис. 3. Зависимость величины нижней границы K = 9 от исправленной геомагнитной широты. Красные точки — российские высокоширотные пункты наблюдений; синие точки — пункты наблюдений, используемые при расчете Kp-индекса Северного полушария; зеленые звездочки — прежние нижние границы K = 9 для российских высокоширотных станций согласно [10]

Fig. 3. Dependence of the lower boundary K = 9 value on the corrected geomagnetic latitude. The red dots — Russian high-latitude observation points; the blue dots — observation points used in calculating the Northern hemisphere Kp-index; the green asterisks are the previous lower boundaries K = 9 for Russian high-latitude stations according to [10]

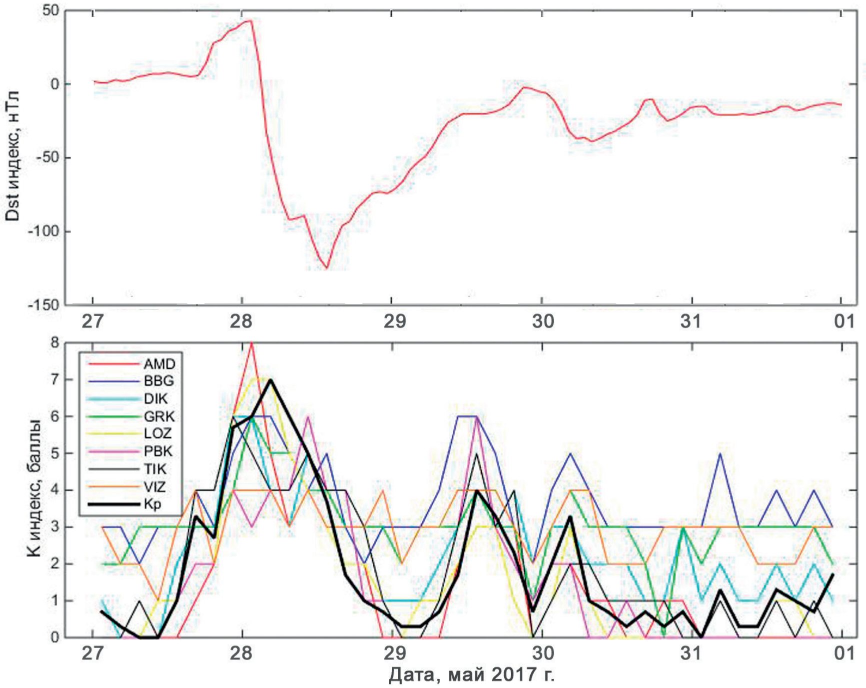

Рис. 4. Сопоставление локальных K-индексов с планетарным индексом Kp в период с 27 мая по 1 июня 2017 г.

Fig. 4. Comparison of local K-indices with the planetary Kp-index in the period from May 27 to June 1, 2017

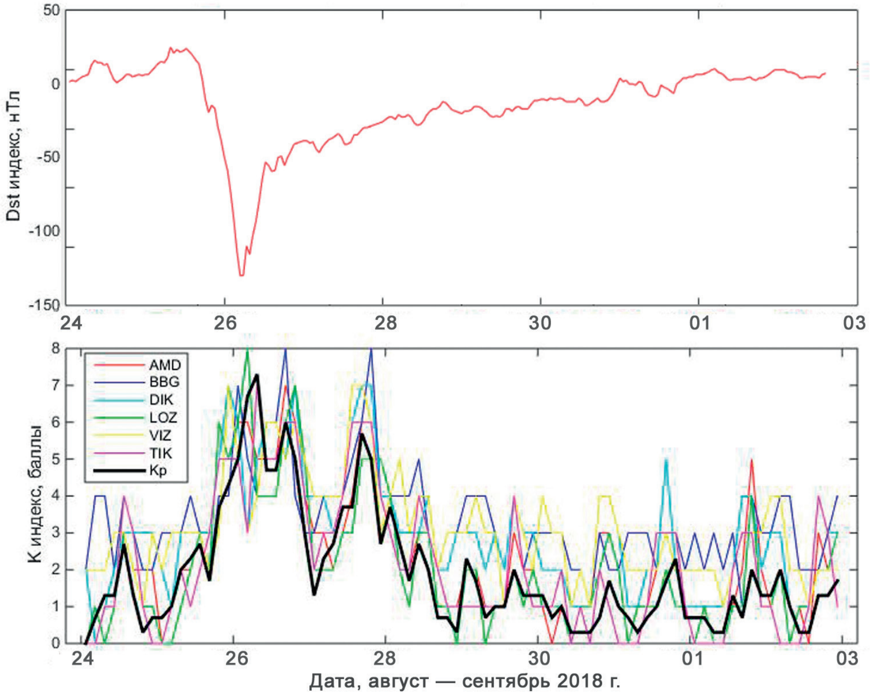

Рис. 5. Сопоставление локальных K-индексов с планетарным индексом Kp в период с 24 августа по 3 сентября 2018 г.

Fig. 5. Comparison of local K-indices with the planetary Kp-index in the period from August 24 to September 3, 2018

В результате проведенного анализа была составлена таблица нижних границ K = 9 для пунктов наблюдений в Российской Арктике (табл. 3). При значении максимальной 3-часовой величины амплитуды вариации с учетом спокойного уровня магнитного поля (γ), больше или равной приведенной в табл. 3, величина локального K-индекса будет равна 9.

Таблица 3

Нижняя граница балла K = 9 для российских высокоширотных станций. γ — 3-часовая амплитуда вариации с учетом спокойного уровня горизонтальной составляющей магнитного поля, нТл

Table 3

Lower K=9 boundary for Russian high-latitude stations. γ — 3-hour amplitude variation of the magnetic field horizontal component, nT

Код	GRK	SAH	LOZ	PBK	AMD	TIK	DIK	IZV	BRN	VIZ	BBG	HES
γ для K = 9	800	1800	2000	2300	2300	2300	2500	2100	1300	1300	1000	900

ВЫВОДЫ

Проведена корректировка нижней границы балла K = 9 локальных K-индексов для высокоширотных пунктов наблюдений на основе данных станций российского сектора Арктики. Значения границ K-индексов были получены при анализе большой магнитной бури 16–18 марта 2015 г. согласно методике МАГА. Показано, что при существенно различной амплитуде вариаций горизонтальной составляющей магнитного поля величины K-индексов для различных пунктов наблюдений практически совпадают и соответствуют временному ходу Kp-индекса. Построена зависимость нижнего значения балла K = 9 от геомагнитной широты пункта наблюдений. Данная зависимость может быть использована для получения нижней границы K = 9 для любых пунктов магнитных наблюдений. Составлена таблица нижних границ балла K = 9 для пунктов магнитных наблюдений в Российской Арктике.

Полученные шкалы локальных K-индексов используются при оперативной работе на сети высокоширотных пунктов магнитных наблюдений Росгидромета.

Конфликт интересов. Авторы статьи не имеют конфликта интересов.

Финансирование. Работа выполнена в рамках плана научно-исследовательских и технологических работ НИУ Росгидромета, п. 6.1. «Развитие и модернизация технологий мониторинга геофизической обстановки над территорией Российской Федерации и Арктики».

Благодарности. Авторы выражают благодарность сотрудникам российских высокоширотных станций, Российского научного центра на архипелаге Шпицберген и Высокоширотной арктической экспедиции за помощь в подготовке и проведении геомагнитных наблюдений.

Competing interests. The authors have no competing interests.

Funding. The work was performed within the framework of the RI Roshydromet research and technological working plan, p. 6.1. “Development and modernization of technologies for the geophysical situation monitoring over the Russian Federation and the Arctic territory”.

Acknowledgments. The authors are grateful to the staff of Russian high-latitude stations, the Russian Scientific Center on the Spitsbergen Archipelago and the High-Latitude Arctic Expedition for their help in preparing and carrying out the geomagnetic observations.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. International Association of Geomagnetism and Aeronomy. URL: http://www.iaga-aiga.org (дата обращения 18.12.2020).

2. *Bartels J., Heck N.H., Johnston H.F.* The three-hour-range index measuring geomagnetic activity // J. Geophys. Res. 1939. V. 44. Iss. 4. P. 411–454. doi:10.1029/TE044i004p00411.

3. *Bartels J.* The standardized index Ks, and the planetary index Kp // IATME Bull. 1949. № 12b. P. 97–120.

4. *Заболотная Н.А.* Индексы геомагнитной активности. М.: Гидрометеоиздат, 1977. 59 с.

5. *Rourke G.F.* K Index of magnetic activity in the Antarctic // Geomagnetism and Aeronomy: Studies in the Ionosphere, Geomagnetism and Atmospheric Radio Noise, A. H. Waynick (Ed.). 1965. V. 4. P. 123–157. doi:10.1029/AR004p0123.

6. *Hardy D. A., Gussenhoven M. S., Holeman E.* A statistical model of auroral electron precipitation // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. A5. P. 4229–4248. doi:10.1029/JA090iA05p04229.

7. *Picone J.M., Hedin A.E., Drob D.P., Aikin A.C.* NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. A12. P. 1468. doi: 10.1029/2002JA009430.

8. *Bilitza D., Altadill D., Truhlik V., Shubin V., Galkin I., Reinisch B., Huang X.* International Reference Ionosphere 2016: From ionospheric climate to real-time weather predictions // Space Weather. 2017. V. 15. P. 418–429. doi:10.1002/2016SW001593.

9. Справочник по переменному магнитному полю СССР / Под ред. В.И. Афанасьевой. Л.: Гидрометеоиздат, 1954. 258 с.

10. *Яновский Б.М.* Земной магнетизм. Л.: Изд-во ЛГУ, 1978. 592 с.

11. *Петров В.Г.* Индексы геомагнитной активности и их роль в исследовании солнечно-земных связей. Астрономия-2018. Т. 2: Солнечно-земная физика — современное состояние и перспективы / Под ред. В.Н. Обридко. М., 2018. С. 186–189. doi: 10.31361/eaas.2018-2.047.

12. Пересчет координат AAGGM-v2. URL: http://sdnet.thayer.dartmouth.edu/aacgm/aacgm_calc.php#AACGM (дата обращения 18.12.2020)

13. *Janzhura A.S., Troshichev O.A.* Determination of the running quite daily geomagnetic variation // J. Atmos. Sol-Terr. Phys. 2008. V. 70. P. 962–972. doi:10.1016/j.jastp.2007.11004.

14. *Cleveland W. S.* Robust locally weighted regression and smoothing scatterplots // J. Amer. Statist. Assoc. 1979. V. 74. Iss. 368. P. 829–836. doi: 10.1080/01621459.1979.10481038.

15. Список обсерваторий геомагнитного индекса Kp. URL: https://www.gfz-potsdam.de/en/kp-index/ (дата обращения 18.12.2020).

16. *Kotikov A.L., Bolotynskaya B.D., Gizler. V.A., Troshichev O.A., Pashin A.B., Tagirov V.R.* Structure of auroral zone phenomena from the data of meridional chains of stations: magnetic disturbances in the nighttime auroral zone and auroras // J. of Atm. and Terr. Phys. 1991. V. 53. Iss. 3–4. P. 265–274. doi:10.1016/0021-9169(91)90110-S.

REFERENCES

1. International Association of Geomagnetism and Aeronomy. Available at: http://www.iaga-aiga.org/. (accessed 18.12.2020).

2. *Bartels J., Heck N.H., Johnston H.F.* The three-hour-range index measuring geomagnetic activity. J. Geophys. Res. 1939, 44 (4): 411–454. doi:10.1029/TE044i004p00411.

3. *Bartels J.* The standardized index Ks, and the planetary index Kp. IATME Bull. 1949, 12b: 97–120.

4. *Zabolotnaia N.A. Indeksy geomagnitnoi aktivnosti.* Geomagnetic activity indices. Moscow: Gidrometeoizdat, 1977: 59 p. [In Russian].

5. *Rourke G.F.* K Index of magnetic activity in the Antarctic. Geomagnetism and Aeronomy: Studies in the Ionosphere, Geomagnetism and Atmospheric Radio Noise, A.H. Waynick (Ed.). 1965, 4: 123–157. doi:10.1029/AR004p0123.

6. *Hardy D.A., Gussenhoven M.S., Holeman E.* A statistical model of auroral electron precipitation. J. Geophys. Res. 1985, 90, A5: 4229–4248. doi:10.1029/JA090iA05p04229.

7. *Picone J.M., Hedin A.E., Drob D.P., Aikin A.C.* NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues. J. Geophys. Res. 2002, 107, A12: 1468. doi: 10.1029/2002JA009430.

8. *Bilitza D., Altadill D., Truhlik V., Shubin V., Galkin I., Reinisch B., Huang X.* International Reference Ionosphere 2016: From ionospheric climate to real-time weather predictions. Space Weather. 2017, 15: 418–429. doi:10.1002/2016SW001593.

9. *Spravochnik po peremennomu magnitnomu polju SSSR. Pod red. V.I. Afanas'evoj.* Reference book on the alternating magnetic field of the USSR. Edited by V.I. Afanas'eva. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1954: 258 p. [In Russian].

10. *Janovskij B.M. Zemnoj magnetizm.* Terrestrial magnetism. Leningrad: Leningrad State University, 1978: 592 p. [In Russian].

11. *Petrov V.G. Indeksy geomagnitnoj aktivnosti i ih rol' v issledovanii solnechno-zemnyh svjazej*. Astronomy-2018. T. 2: Solar-Terrestrial Physics - Current State and Prospects / Ed. V.N. Obridko. M., 2018: 186–189. doi: 10.31361/eaas.2018-2.047. [In Russian].

12. AACGM-v2 Coordinate Transformations. Available at: URL: http://sdnet.thayer.dartmouth.edu/aacgm/aacgm_calc.php#AACGM (accessed 18.12.2020).

13. *Janzhura A.S., Troshichev O.A.* Determination of the running quite daily geomagnetic variation. J. Atmos. Soil-Terr. Phys. 2008, 70: 962–972. doi:10.1016/j.jastp.2007.11004.

14. *Cleveland W.S.* Robust locally weighted regression and smoothing scatterplots. J. Amer. Statist. Assoc., 1979, 74 (368): 829–836. doi: 10.1080/01621459.1979.10481038.

15. List of geomagnetic Kp Index observatories. Available at: URL: https://www.gfz-potsdam.de/en/kp-index/ (accessed 18.12.2020).

16. *Kotikov A.L., Bolotynskaya B.D., Gizler. V.A., Troshichev O.A., Pashin A.B., Tagirov V.R.* Structure of auroral zone phenomena from the data of meridional chains of stations: magnetic disturbances in the nighttime auroral zone and auroras. J. of Atm. and Terr. Phys. 1991, 53, 3–4: 265–274. doi:10.1016/0021-9169(91)90110-S.

ЭКОЛОГИЯ, БИОЦЕНОЛОГИЯ И БИОГЕОГРАФИЯ
ECOLOGY, BIOCENOLOGY AND BIOGEOGRAPHY

https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-100-121
УДК 579.266

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ **ORIGINAL ARTICLE**

МИКРОБНАЯ ДОСТУПНОСТЬ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ АРКТИЧЕСКИХ ОЗЕР: ЛАБОРАТОРНЫЙ ИНКУБАЦИОННЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

Н.К. АЛЕКСЕЕВА[1, 2], С.Ю.ЕВГРАФОВА[3, 4, 5], А.Е. ДЕЦУРА[3, 4], А.В ГУЗЕВА[6, 7], М.К. МЕТЕЛЕВА[3], И.В.ФЕДОРОВА[6]*

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

[2] — Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

[3] — Институт леса им. В.Н. Сукачева ФИЦ КНЦ СО РАН, Красноярск, Россия

[4] — Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия

[5] — Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия

[6] — Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

[7] — СПб ФИЦ РАН — Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, Россия

[*]natalya.msk15@gmail.com

Резюме

В работе представлены новые данные, касающиеся фундаментального вопроса о скорости преобразования органического вещества, захороненного в вечной мерзлоте, в парниковые газы (CO_2, CH_4). Основной задачей являлось определение микробной реакции в ответ на повышение температуры и связанной с этим процессом эмиссии CO_2 и CH_4 из арктических озер. В работе изучались озера, расположенные в дельте реки Лены на острове Самойловский, Россия (72° 22′ с. ш., 126° 28′ в. д.). Были проведены лабораторные анаэробные инкубационные эксперименты донных отложений из трех термокарстовых и трех старичных озер при двух температурных режимах (4 °C и 25 °C). Осадки старичных озер показали сходную динамику эмиссии метана, как при низких (4 °C), так и при высоких температурах (25 °C). В термокарстовых озерах, в экспериментах при низких и высоких температурах, эмиссия метана в отложениях протекала с использованием несхожих метаболических путей. Изотопное смещение углерода в метане указывало на различающийся состав метаногенных/метанотрофных популяций в термокарстовых и старичных озерах. В обоих случаях повышение температуры приводило к увеличению высвобождения метана из донных отложений арктических озер. В сравнении со старичными озерами, термокарстовые озера внесут больший вклад в эмиссию метана. Так, эмиссия метана из термокарстовых озер предположительно увеличится от

6 до 46 раз за счет повышения температуры окружающей среды, а из старичных озер — от 1,8 до 7,6 раз. Согласно результатам данного исследования, в условиях глобального потепления климата и термокарстовые и старичные озера могут стать значимыми источниками поступления метана в атмосферу Земли.

Ключевые слова: арктические озера, донные отложения, инкубационные эксперименты, метан, углекислый газ, стабильные изотопы углерода, старичные озера, термокарстовые озера.

Для цитирования: *Алексеева Н.К., Евграфова С.Ю., Децура А.Е., Гузева А.В, Метелева М.К., Федорова И.В.* Микробная доступность органического вещества в донных отложениях арктических озер: лабораторный инкубационный эксперимент // Проблемы Арктики и Антарктики. 2021. Т. 67. № 1 С. 100–121. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-100-121.

Поступила 21.10.2020 **После переработки 26.01.2021** **Принята 15.02.2021**

AN AVAILIBILITY OF ARCTIC LAKES ORGANIC SEDIMENTS TO MICROBIAL DEGRADATION: A LABORATORY INCUBATION EXPERIMENT

NATALIA K. ALEKSEEVA[1, 2], SVETLANA YU. EVGRAFOVA[3, 4, 5], ANNA E. DETSURA[3, 4], ALINA V. GUZEVA[6, 7], MARIA K. METELEVA[3], IRINA V. FEDOROVA[6]*

[1] — State Research Center Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

[2] —The Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Novosibirsk, Russia

[3] —Sukachev Institute of Forest Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Federal Research Center "Krasnoyarsk Science Center SB RAS", Krasnoyarsk, Russia

[4] — Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

[5] — Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Yakutsk, Russia

[6] — Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

[7] — Institute of limnology of the Russian Academy of Science, St. Petersburg, Russia

[*]natalya.msk15@gmail.com

Summary

The water ecosystems of the Arctic region are most vulnerable to modern climatic changes since the global biogeochemical processes mostly occur on the territories of the permafrost zone. Aquatic ecosystems show a high degree of sensitivity to climatic changes; both in these and in other ecosystems, the biogeochemical processes are intense. These water bodies are located in the permafrost zone, which is vulnerable to temperature increases. The paper gives new insights into the fundamental research question of how fast the organic matter of thawing permafrost can be converted to greenhouse gases emitted into the atmosphere (CO_2, CH_4). We aimed to assess the microbial response and the associated release of CO_2 and CH_4 from the Arctic lakes in response to temperature increase. We investigated lakes located in the Lena River delta in the Samoylov Island, Russia, at 72° 22′ N, 126° 28′ E. Bottom sediments from three thermokarst and three oxbow lakes were anaerobically incubated in the laboratory at two temperature regimes (at 4 °C and at 25 °C). All the oxbow lakes have shown similar dynamics of methane emission both at low temperatures (4 °C) and at high temperatures (25 °C). The shift of carbon isotopic composition in methane has indicated that methane is emitted in all the oxbow lakes with a similar composition of microbial communities. In the thermokarst lakes, the emission of methane in the sediments proceeded differently at low and at high temperatures. These results have indicated a dissimilar composition of methanogenic / methanotrophic populations in the thermokarst and oxbow lakes. In both cases, the temperature increase caused a growth in methane emission from the sediments of the Arctic lakes. The thermokarst lakes will make a greater contribution to methane emission than the oxbow lakes. Thus, it is believed that the emission of methane from the thermokarst lakes will rise from 6 to 46 times due to ambient temperature increase. Methane emission from the oxbow lakes will grow from 1.8 to 7.6 times. Our results suggest that with the global warming both thermokarst and oxbow lakes could become a great source of methane emission into the atmosphere.

For Citation: *Alekseeva N.K., Evgrafova S.Yu., Detsura A.E., Guzeva A.V., Meteleva M.K., Fedorova I.V.* An availibility of arctic lakes organic sediments to microbial degradation: a laboratory incubation experiment. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (1): 100–121. [In Russian]. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-1-100-121.

Received 21.10.2020 **Revised 26.01.2021** **Accepted 15.02.2021**

ВВЕДЕНИЕ

Современные климатические изменения наиболее явно проявляются в арктическом регионе, что показано многочисленными недавними исследованиями. Высокую степень чувствительности к таким изменениям проявляют водные экосистемы, поскольку в них, как и в других экосистемах, интенсивно протекают биогеохимические процессы, а сами объекты расположены в зоне распространения вечной мерзлоты, уязвимой к повышению температуры.

Согласно оценкам, в вечной мерзлоте захоронено более 1600 ПГ углерода (С), что составляет около 50 % глобального земного С и примерно вдвое превышает содержание С в атмосфере [1, 2]. В экосистемах, подстилаемых вечной мерзлотой, активное разложение органического вещества (ОВ) в воде и почве весьма затруднено, поэтому оно накапливалось здесь с конца последнего ледникового периода [3, 4].

Таяние вечной мерзлоты Арктики может оказать влияние на климат посредством высвобождения С из наземных и водных экосистем, но в то же время чувствительность законсервированного углерода к разложению при оттайке и его вовлечение в круговорот на данный момент времени является предметом дискуссий [5]. Ожидается, что резкий выброс метана (CH_4) из экосистем Арктики повлечет за собой значительную акселерацию глобального потепления. Однако прогнозы будущей эмиссии CH_4 весьма неопределенные вследствие комплексного воздействия изменения климата на арктические геоэкосистемы. Высвобождение CH_4 из биомов тундры будет контролироваться не только прямым климатическим воздействием на формирование, окисление и перенос CH_4, но, что важно, также изменениями геоморфологических и гидрологических характеристик территорий, вызванными постепенной или внезапной деградацией вечной мерзлоты [6].

Арктические озера характеризуются низкой продуктивностью и относительно невысоким биоразнообразием вследствие короткого вегетационного периода и ограниченного времени на переработку поступающих органических веществ. Биотой озер как аккумулируется, так и продуцируется значительное количество ОВ. Современными исследователями предполагается как увеличение эмиссии углерода из арктических озер при потеплении климата, так и его умеренное выделение [7]. Тем не менее биологическая, химическая и физическая динамика высокоширотных озер всегда тесно связана с климатическими изменениями в разных временных масштабах вследствие присутствия более примитивных пищевых цепей по сравнению с низкоширотными озерами [8]. В донных отложениях трансформация ОВ определяется микробиологическими процессами метанобразования и сульфатредукции. По количеству органического вещества, вовлеченного в процессы микробной деструкции, можно оценить масштабы микробной деятельности в анаэробных зонах, а также оценить их реакцию на изменения окружающей среды. Понимание реакции микробов на таяние вечной мерзлоты является ключевым фактором для более точного прогнозирования ее роли в изменении климата.

Известно, что к числу основных факторов, контролирующих процессы микробной минерализации ОВ и потери органического углерода (ОУ) из почвы в виде CO_2 и/или CH_4, принадлежат температура, pH и окислительно-восстановительный потенциал [9]. Также разложение ОВ может быть косвенно стимулировано поступлением свежего, новообразованного, ОУ за счет так называемого «прайминг-эффекта», что может существенно изменить баланс углерода в экосистеме [10].

В данной работе мы применили модифицированный подход к исследованию доступности органического вещества для микробного разложения в почве в приложении к донным осадкам арктических озер различного происхождения (термокарстовых и старичных). Целью работы являлась оценка влияния разных температур (4 °C и 25 °C) на скорость минерализации органического вещества донных отложений как основа прогнозирования круговорота углерода в зависимости от абиотических и биотических факторов в водоемах мерзлотных экосистем.

Исследование направлено на углубление понимания процессов микробной трансформации углерода в донных осадках, в том числе степени уязвимости органического вещества при возможных последствиях глобального потепления.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объектом исследования служили озера на о. Самойловский, расположенном в дельте р. Лены (72° 22′ с. ш., 126° 28′ в. д.), одной из крупнейших рек Российской Арктики (рис. 1). В общей сложности дельта р. Лены включает в себя более 700 относительно крупных водотоков [11] и около 30 тыс. озер и 1000 островов [12].

Территория дельты находится в зоне многолетней мерзлоты мощностью примерно 500–600 м [13]. В толще многолетнемерзлых пород встречаются жилы, линзы и большие скопления подземного льда, так называемого «ледового комплекса», мощностью 5 и более метров, под реками и протоками имеются талики. Широко развиты термокарстовые процессы [14]. В геоморфологическом строении дельты р. Лены выделяются три речные террасы [15]. Остров Самойловский располагается на первой террасе, которая состоит из нижней и верхней поймы и первой надпойменной террасы позднего голоцена [16, 17].

Ландшафт о. Самойловский представлен в основном речными террасами позднего голоцена с полигональной тундрой, прудами и озерами, а также поймой [17, 18]. Территория острова характеризуется полигональной тундрой и наличием относительно крупных водоемов, богата органическими аллювиальными отложениями со средним содержанием льда в верхнем метре более 65 % по объему. Для пойменных отложений характерно содержание льда около 35 % [19].

Восточная часть острова включает в себя первую надпойменную террасу дельты р. Лены, западная часть острова — пойменную часть острова [18]. Основными факторами, определяющими формирование всех озер острова, являются термокарст и речное влияние [20].

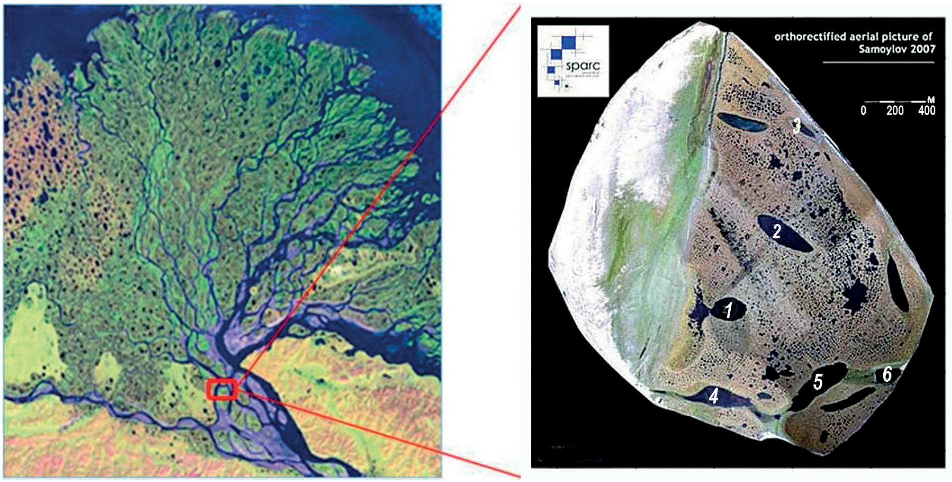

Рис. 1. Дельта р. Лены (слева) и о. Самойловский (справа). На карте о. Самойловский цифрами отмечены исследуемые озера, описание приведено в тексте.

https://www.researchgate.net/figure/Aerial-picture-of-Samoylov-Island_fig4_307691452

Fig. 1. Lena River Delta (left) and Samoylov island (right). On the Samoylov island map, the figures show the lakes investigated, the description is given in the text.

https://www.researchgate.net/figure/Aerial-picture-of-Samoylov-Island_fig4_307691452

Климат региона характеризуется как арктический континентальный, среднегодовая температура воздуха –13 °С, среднеянварская температура –32 °С, среднеиюльская температура –6,5 °С, годовое количество осадков 190 мм. На летние месяцы приходится более половины годовой нормы осадков. Продолжительность периода вегетации составляет 80–90 дней. Большая часть тепла, аккумулируемая верхним слоем грунта, поступает за счет прямой и рассеянной солнечной радиации. Наибольшие месячные значения суммарной радиации приходится на май (до 16,4 ккал/см^2). Толщина активного (сезонно-талого) слоя 30–70 см [12]. Снежный покров по всей территории дельты устойчиво образуется в последней декаде сентября. Продолжительность времени со снежным покровом 240–250 дней. Снежный покров начинается разрушаться в последней декаде мая и полностью сходит в первой декаде июня. Ледостав в среднем длится 220–230 дней. Начало ледостава приходится на первую декаду октября. Весенний ледоход проходит в конце мая — начале июня, сопровождается сильными заторами и связанными с этим катастрофическими подъемами уровня воды [21].

Описание озер

В зоне вечной мерзлоты наиболее распространены термокарстовые озера [22], но также встречаются озера других типов, например старичные, полигональные. На о. Самойловский присутствуют все три типа озер, но доминируют термокарстовые и старичные. Для исследования было выбрано три термокарстовых озера: оз. Рыба (*1*), оз. Моло (*2*), оз. Северное (*3*); и три старичных озера: оз. Банное-1 (*4*), оз. Банное-2 (*5*), оз. Банное-3 (*6*). Расположение озер показано цифрами на рис. 1, справа.

Термокарстовые озера — озера, образующиеся вследствие таяния многолетней мерзлоты, из-за чего возникают понижения суши, которые на равнинах заполняются водой в случае положительного водного баланса [23]. На о. Самойловский наблюдаются небольшие и неглубокие термокарстовые озера до 8 м глубиной [24].

Старичные озера — озера на речной пойме, которые представляют собой участок старого русла реки или рукава, отчлененный от основного русла в результате прорыва излучины в ходе процесса меандрирования, и затапливаемый во время половодья участок старого русла реки. Этот тип озер отличается удлиненной формой и имеет связь с р. Леной. Старичные озера различаются по глубине от 3–4 м до более 10 м [24]. В период половодья (май–июнь) старичные озера затапливаются водами р. Лены.

В озерах отмечаются незначительные концентрации микроэлементов, большинство из которых ниже пределов обнаружения. Тем не менее был зафиксирован широкий диапазон концентраций Si (от 0,12 до 1,83 мг/л), Sr (от 0,02 до 0,26 мг/л), Fe (от <0,01 до 0,6 мг/л), Ba (от <0,005 до 0,029 мг/л) и B (от <0,2 до 3,53 мг/л) [24].

Описание донных отложений

Описания донных отложений на о. Самойловский достаточно подробно приведены в работах [20, 27].

В целом во всех рассматриваемых озерах верхний слой донных отложений до глубины 10–15 см характеризовался мягким илом серо-коричневого цвета, а также вкраплениями слаборазложившегося органического вещества и добавлением песка.

Гранулометрический состав верхнего слоя донных отложений (0–5 см) термокарстовых и старичных озер был представлен серым мягким илом с коричневыми пятнами, который может указывать на присутствие оксидов и гидроксидов трехвалентного железа. В слое донных отложений (до 10–15 см) отмечалось присутствие значительного количества слаборазложившихся растительных остатков. По данным гранулометрического анализа в поверхностном слое донных отложений превалировали фракции 0,01–0,001 мм и 0,1–0,01 мм [25]. Фракции песков и глинистых илов составляли всего несколько процентов [26]. Показатели емкости катионного обмена (ЕКО) для рассматриваемых озер имели значения 23–58 мг-экв/100 г а. с. в. (абсолютно сухого веса) [20].

По всей глубине колонок донных отложений исследуемых озер валовые концентрации металлов распределены достаточно равномерно. Большинство металлов связано с кристаллической решеткой устойчивых минеральных соединений (остаточная фракция). Однако гуминовые вещества и гидратированные оксиды железа (Fe) и марганца (Mn) также являются значительными фазами-накопителями микроэлементов: 8–25 % валового содержания металлов связано с данными фракциями. Хром, медь, цинк были выявлены в наиболее подвижных (потенциально биодоступных) формах: обменные (4–5 % от валового содержания) и специфически-сорбированные (10–15 % от валового содержания) ионы [27].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы поверхностного слоя донных отложений (0–15 см) из шести арктических водных экосистем были отобраны во время летней российско-германской экспедиции «Лена» в 2019 г. Образцы из термокарстовых озер далее по тексту обозначены как Т-1 (оз. Рыба), Т-2 (оз. Моло) и Т-3 (оз. Северное); образцы из старичных озер обозначены СТ-1 (оз. Банное-1), СТ-2 (оз. Банное-2) и СТ-3 (оз. Банное-3).

Для отбора проб донных отложений использовался дночерпатель Ван-Винна (KC Denmark, Дания), глубина погружения в верхний слой осадка составляла 10–15 см. В течение 3–5 часов после отбора образцы были заморожены и в дальнейшем транспортированы в лабораторию «Экофизиология биогеоценозов криолитозоны» Института леса им. В.Н. Сукачева ФИЦ КНЦ СО РАН, г. Красноярск, для проведения инкубационных экспериментов и элементного анализа. Параллельно с пробоотбором мультипараметровым датчиком WTW340i измерялись следующие параметры: pH воды, электропроводность, растворенный кислород. Также были отобраны пробы воды на растворенный органический углерод (РОУ), пробы донных отложений для проведения элементного и изотопного (стабильные изотопы) анализа C и N а также содержания влаги. Пробы для анализа РОУ отбирались батометром Нискина (глубины отбора проб представлены в табл. 1). После этого образцы воды были профильтрованы через стекловолоконный шприцевой фильтр GF/F с размером пор 0,7 мкм в стеклянную емкость 20 мл, далее консервировались соляной кислотой 30 %, 20 мкл. Анализ на РОУ проводился на анализаторе органического углерода TOC-L (Shimadzu, Япония). Анализ содержания углерода и азота органических соединений донных отложений проводился по стандартной методике на элементном анализаторе Vario Isotope Cube (Elementar, Германия), соотношение $\delta^{13}C$ и $\delta^{15}N$ измеряли на изотопном масс-спектрометре IsoPrime 100 (IsoPrime, Англия).

Оценка влияния роста температуры и наличия доступного субстрата на скорость минерализации органического вещества донных отложений проводилась в анаэробном инкубационном эксперименте при двух различных температурных режимах (при 4 °C и 25 °C).

Инкубационные эксперименты были выполнены в соответствии со стандартным протоколом, принятым для инкубации почвы (см. для примера [28]), модифицированным нами для инкубации двухфазных субстратов в анаэробных условиях.

Пробоподготовка донных отложений осуществлялась следующим образом: образцы были разморожены естественным путем, затем взвешены. В ходе подготовки к эксперименту была определена влажность в образцах донных отложений по стандартной методике определения влажности (ГОСТ 28268-89). Полученные данные были использованы в дальнейшем при расчетах.

В инкубационные сосуды объемом 150 мл помещался образец донных отложений весом около 30–50 г, состоящий из твердой (минеральной) и водной фаз, затем сосуд закрывался герметичной закручивающейся крышкой с силиконовой прокладкой. Перед каждой экспозицией свободное пространство инкубационных сосудов продувалось потоком инертного газа (азотом чистотой 99,9 %) через герметичный кран, расположенный на крышке сосуда, в течение минуты, для создания анаэробных условий. Так как углекислота, также измерявшаяся в эксперименте, тяжелее воздуха и имеет тенденцию опускаться на дно сосудов, для точного забора образцов воздуха были предусмотрены перфорированные трубки, доходившие до поверхности жидкой фазы. Схема инкубационного сосуда, использовавшегося в эксперименте, представлена на рис. 2.

Анализ концентрации CO_2 и CH_4 и изотопной композиции углерода в этих газах ($\delta^{13}CO_2$ и $\delta^{13}CH_4$) проводился при помощи газового анализатора Picarro 2201-i с модулем отбора образцов малого объема (SSIM). Каждый образец инкубировался в трех повторностях. После каждого измерения сосуды продувались азотом в течение минуты, закрывались и отправлялись на дальнейшую инкубацию.

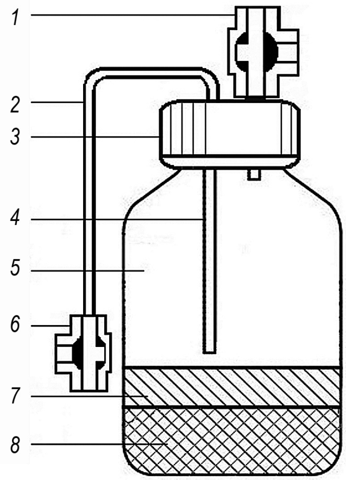

Рис. 2. Схема инкубационного сосуда для культивирования твердых и жидких субстратов в анаэробных условиях: *1* — двухходовой поворотный кран; *2* — трубка для отбора образовавшихся газов; *3* — герметичная крышка; *4* — внутренняя трубка для отбора газа; *5* — инкубационный сосуд; *6* — двухходовой поворотный кран для отбора газа; *7* — вода; *8* — образец донных отложений

Fig. 2. Scheme of an incubation flask for the cultivation of solid and liquid substrates under anaerobic conditions: *1* — two-way slewing crane; *2* — a tube for sampling the gases emitted; *3* — sealed cover; *4* — inner tube for gas sampling; *5* — incubation vessel; *6* — two-way rotary valve for gas sampling; *7* — water; *8* — sediments sample

Длительность проведения инкубационных экспериментов при t = 4 °C составила 221 сутки, при t = 25 °C — 177 суток. Измерения в первую декаду инкубации проводились на 1, 3, 5, 9, 11-е сутки, далее период измерений увеличивался до 7–14 дней, затем 1 раз в месяц.

По завершении активности метаногенеза, которая определялась по низкой продукции метана в течение более чем 30 суток, в инкубационные сосуды была внесена ^{13}C меченая глюкоза в виде 10 атом% ^{13}C глюкозы в смеси с химически чистой глюкозой. В каждый образец варианта эксперимента с инкубированием при t = 4 °C было внесено 10 мг глюкозной смеси; в вариант эксперимента с инкубированием при t = 25 °C было внесено 20 мг глюкозной смеси. Измерения выделения газов и стабильных изотопов в первые трое суток проводили через 1–6 часов, затем с периодом в 3–7 суток. Длительность эксперимента составила 38 суток при t = 4 °C и 44 суток при t = 25 °C.

Поток метана в пересчете на 1 г донных отложений определяли по формуле (1):

$$mg\mathrm{CH}_4 = \Delta\mathrm{CH}_4 \cdot \left(\frac{V_{air} \cdot M_{\mathrm{CH}_4}}{22,41}\right) \cdot \left(\frac{273,15}{T_{air}}\right) \cdot \left(\frac{1}{g}\right), \qquad (1)$$

где ΔCH_4 — выделение CH_4 между двумя единицами времени, ppm; V_{air} — объем свободного пространства в инкубационном сосуде, л; T_{air} — температура воздуха, °C; g — масса образца, абсолютно сухой вес, г; M_{CH_4} — молярная масса метана.

Поток CO_2 в пересчете на 1 г донных отложений определяли по формуле (2):

$$mgCO_2 = \Delta CO_2 \cdot \left(\frac{V_{air} \cdot M_{CO_2}}{22,41}\right) \cdot \left(\frac{273,15}{T_{air}}\right) \cdot \left(\frac{1}{g}\right), \quad (2)$$

где ΔCO_2 — выделение CO_2 между двумя единицами времени, ppm; V_{air} — объем свободного пространства в инкубационном сосуде, л; T_{air} — температура воздуха, °C; g — масса образца, абсолютно сухой вес, г; M_{CO_2} — молярная масса углекислого газа.

Скорости выделения CH_4 и CO_2 донными отложениями исследуемых озер рассчитывались как среднее значение потока газов (формулы 1 или 2 соответственно) за период между двумя измерениями.

Количество используемой в микробной деструкции ^{13}C глюкозы рассчитывали по формуле (3):

$$^{13}C_{\text{глюкозы}} = \Delta[(\text{атом}\%^{13}C_{\lambda}) - \text{атом}\%^{13}C_{u\lambda})], \quad (3)$$

где $^{13}C_{\text{глюкозы}}$ — остаточное количество ^{13}C глюкозы после инкубирования в образце; Δ — выделение ^{13}C за весь период эксперимента; атом%^{13}C — содержание ^{13}C, атомные %; λ — исследуемый образец; $u\lambda$ — контрольный вариант инкубационного эксперимента.

Статистическая обработка полученных экспериментальных данных производилась с использованием программного пакета MicrosoftExcel 2013 для Windows 8.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Характеристика исследуемых озер

Для всех типов озер величины pH классифицировались от нейтральных до слабощелочных (6,6–7,5). Между термокарстовыми и старичными озерами наблюдалась разница по минерализации. Диапазон значений электропроводности варьировал от 62 µS/см до 163 µS/см. Для термокарстовых озер среднее значение электропроводности составляло 70,3 µS/см, для старичных озер — 156 µS/см. Содержание растворенного кислорода для термокарстовых озер составило 11,8 мг/л, для старичных озер —10,6 мг/л, т. е. воды были достаточно насыщены кислородом. Концентрации растворенного органического углерода (РОУ) варьировали в пределах от 5,92 мг/л до 9,67 мг/л в старичных озерах, в термокарстовых — от 3,96 мг/л до 5,41 мг/л (табл. 1).

Для термокарстовых озер верхний слой донных отложений характеризовался средними значениями C (5,36 %) и N (0,44 %). Средние значения стабильных изотопов в верхнем слое донных отложений составляли: –29,35 ‰ (δ^{13}C) и 1,19 ‰ (δ15N). Соотношение стабильных изотопов C/N составляло 12,8 %.

Для старичных озер верхний слой донный отложений характеризовался средними значениями C (2,53 %) и N (0,19 %). Средние значения стабильных изотопов в верхнем слое донных отложений составляли –26,73 ‰ (δ^{13}C) и 1,88 ‰ (δ^{15}N). Соотношение стабильных изотопов C/N составляло 14,03 %.

Во время отбора проб донных отложений, в августе 2019 г., в термокарстовых озерах температура поверхностных слоев воды регистрировалась для Т-1 (9 °C), Т-2 (9,4 °C), Т-3 (9,5 °C), в старичных озерах: СТ-1 (8,9 °C), СТ-2 (12 °C), СТ-3 (9,3 °C).

Температура придонного слоя воды в озерах старичного типа была близка во всех трех исследуемых озерах (8,7–8,9 °C). Температура придонного слоя воды в термокарстовых озерах была несколько ниже таковой в старичных и варьировала от 7,2 до 7,8 °C.

Таблица 1

Экологические и некоторые биогеохимические характеристики исследуемых озер

Table 1

Ecological and some biogeochemical characteristics of the lakes studied

Параметры	Тип озера					
	Старичные			Термокарстовые		
	озеро Банное-1	озеро Банное-2	озеро Банное-3	озеро Рыба	озеро Моло	озеро Северное
Аббревиатура	СТ-1	СТ-2	СТ-3	Т-1	Т-2	Т-3
Глубина отбора проб, м	3	7	4	2	5	4
pH	7,55	6,65	7,1	7,33	7,18	6,7
Температура воды у дна, °С	8,9	8,7	8,9	7,8	7,2	7,5
Электропроводность, µS/см	160	146	163	82	67	62
O_2, мг/л	7,96	13,43	10,4	14,45	10,7	10,5
РОУ, мг/л	7,1	5,92	9,67	5,41	4,81	3,96
Верхний слой донных отложений						
C, %	2,78	2,9	1,92	7,64	6,34	2,1
N, %	0,23	0,22	0,12	0,7	0,45	0,16
C/N, %	12,3	13,3	16,5	11	14	13,3
$\delta^{13}C$, ‰	–28,28	–26,62	–25,28	–29,88	–29,43	–28,75
$\delta^{15}N$, ‰	1,53	2,09	2,01	–0,32	2,11	1,79

Потенциальная скорость выделения CH_4 и CO_2 донными отложениями озер при двух температурных режимах

Данные инкубационного эксперимента по потенциальному выделению метана и углекислого газа донными осадками озер показали, что количество и динамика выделения газов микробиоценозами отложений различались как между типами озер (старичные и термокарстовые), так и в вариантах инкубации при различных температурных условиях (рис. 3, 4).

Выделение метана осадками старичных озер при 4 ºС достигало максимума (около 40 мг СН4 $г^{-1}·сут^{-1}$) только в первые дни инкубации, а затем шло по ниспадающей траектории, к стабильному снижению на 39–47-й день от начала эксперимента. Выделение метана осадками озера СТ-1 в 2–4 раза превышало выделение метана осадками озер СТ-2 и СТ-3, но проходило по схожей динамике. При 25 ºС динамика выделения метана донными отложениями всех исследуемых озер была различной, протекала по несхожим траекториям и с различной интенсивностью. При этом значительное увеличение эмиссии метана наблюдалось только для донных отложений озера СТ-1.

Изотопное смещение углерода в метане при 4 ºС с начала эксперимента до 30–39 суток наблюдалось в пределах от –96 ‰…–32 ‰, а затем произошло резкое утяжеление углерода в метане, с изотопным смещением до 2773 ‰. Смена изотопного состава совпала со снижением эмиссии метана в эксперименте и наблюдалась до окончания периода измерений. $^{13/12}C$ в метане при 25 ºС была –72 ‰…–1,2 ‰, с постепенным увеличением доли тяжелого изотопа в пропорции.

Эмиссия CO_2 донными отложениями старичных озер регистрировалась в схожих количественных диапазонах при обеих температурах инкубации, в пределах

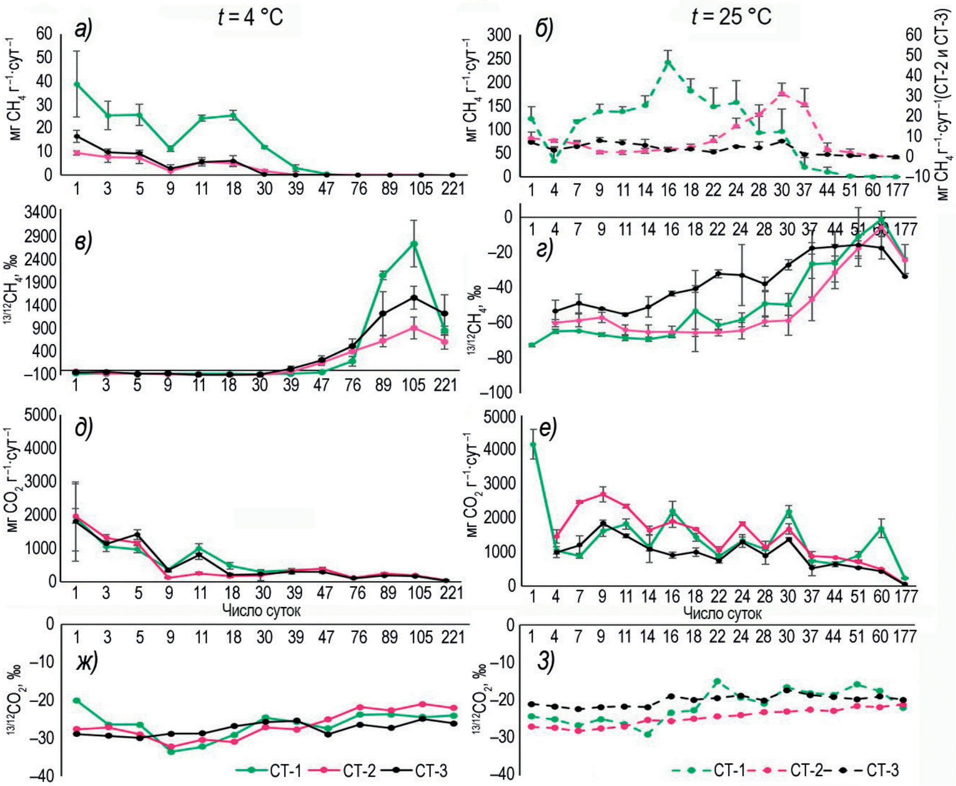

Рис. 3. Динамика эмиссии CH_4 и CO_2 и изотопного смещения углерода в этих газах донными осадками старичных озер в инкубационных экспериментах при 4 ºС (слева) и 25 ºС (справа): *а, б* — выделение CH_4; *в, г* — изотопное смещение углерода в CH_4; *д, е* — выделение CO_2; *ж, з* — изотопное смещение углерода в CO_2. Планки погрешностей — стандартное отклонение, $n = 3$

Fig. 3. Dynamics of CH4 and CO2 emission and isotopic shift of carbon in these gases by the bottom sediments of the oxbow lakes in incubation experiments at 4 ºC (left) and 25 ºC (right): *а, б* — release of CH_4; *в, г* — isotopic shift of carbon in CH_4; *д, е* — release of CO_2; *ж, з* — isotopic shift of carbon in CO_2. Error bars — standard deviation, $n = 3$

50–2700 мг CO_2 $г^{-1}·сут^{-1}$, разница состояла только в динамике выделения CO_2 — максимум эмиссии при 4 ºС приходился на первые 30 суток эксперимента, а при 25 ºС наблюдалось постепенное плавное снижение выделения CO_2 к концу периода наблюдений. Существенной разницы в эмиссии CO_2 между осадками трех озер зарегистрировано не было.

Изотопное смещение углерода в CO2, выделяемом донными отложениями старичных озер, также продемонстрировало схожую динамику как при 4 ºС, так и при 25 ºС и варьировало в диапазоне –35…–15 ‰ на протяжении всего периода инкубации.

Выделение метана осадками термокарстовых озер при 4 ºС было различным для Т-1, Т-2 и Т-3: эмиссия метана из осадков Т-1 до 90 раз превышала таковую из осадков Т-2 и Т-3, но демонстрировало схожую динамику, со стабильным снижением эмиссии CH_4 на 30–39-й день от начала эксперимента. При 25 ºС динамика выделения метана донными отложениями термокарстовых озер, так же как и в старичных, была различной,

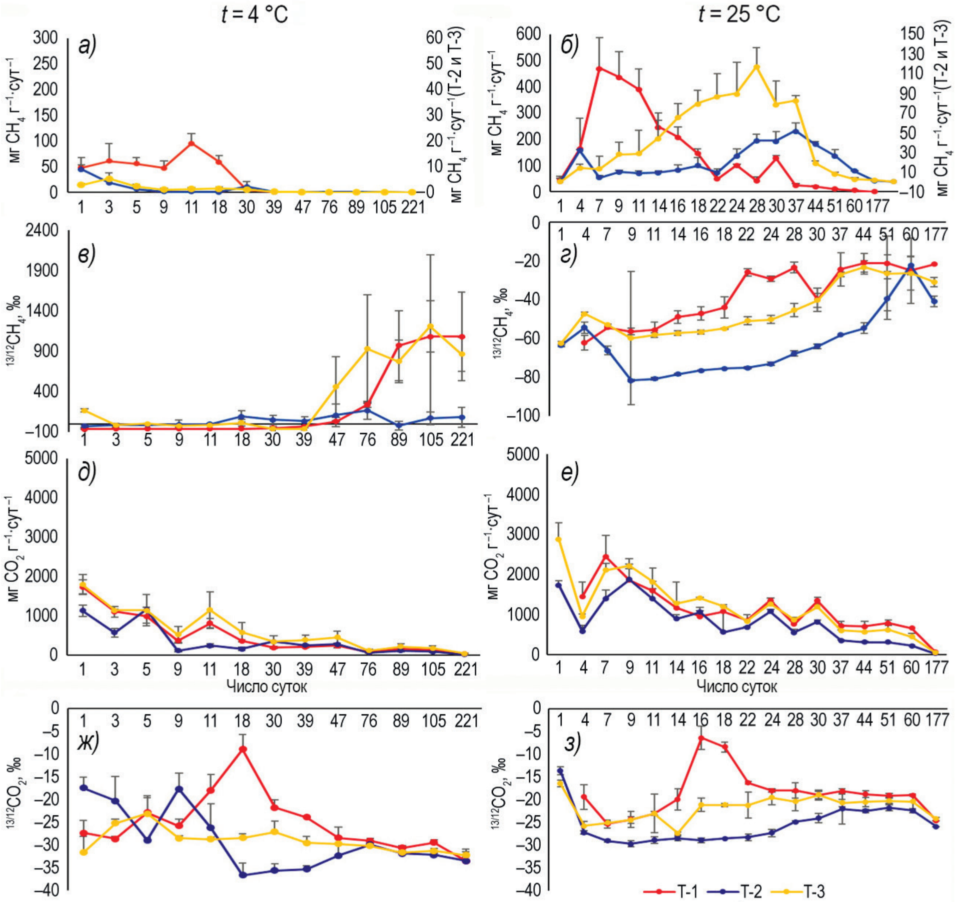

Рис. 4. Динамика эмиссии CH_4 и CO_2 и изотопного смещения углерода в этих газах донными осадками термокарстовых озер в инкубационных экспериментах при 4 ºC (слева) и 25 ºC (справа): *а, б* — выделение CH_4; *в, г* — изотопное смещение углерода в CH_4; *д, е* — выделение CO_2; *ж, з* — изотопное смещение углерода в CO_2. Планки погрешностей — стандартное отклонение, $n = 3$

Fig. 4. Dynamics of CH_4 and CO_2 emission and isotopic shift of carbon in these gases by bottom sediments of the thermokarst lakes in incubation experiments at 4 °C (left) and 25 °C (right): *а, б* — release of CH_4; *в, г* — isotopic shift of carbon in CH_4; *д, е* — release of CO_2; *ж, з* — isotopic shift of carbon in CO_2. Error bars — standard deviation, $n = 3$

протекала по несхожим траекториям и с различной интенсивностью. При этом значительное количество эмиссии метана наблюдалось также для донных отложений озера СТ-1.

Изотопное смещение углерода в метане для осадков термокарстовых озер при 4 ºC демонстрировало схожую тенденцию с данным вариантом инкубации осадков старичных озер, с резким изменением изотопного состава на 30–39-е сутки. $^{13/12}C$ в метане при 25 ºC варьировала в диапазоне –80 ‰…–20 ‰, с постепенным увеличением доли тяжелого изотопа в пропорции к концу инкубации.

Эмиссия CO_2 донными отложениями термокарстовых между двумя температурными условиями инкубации различалась в 1,5–2 раза, регистрировалась в пределах

50–2800 мг CO2 г$^{-1}$.сут$^{-1}$, с наблюдаемым постепенным плавным снижением выделения CO_2 к концу периода наблюдений. Существенной разницы в эмиссии CO_2 между осадками трех озер зарегистрировано не было.

Изотопное смещение углерода в CO_2, выделяемом донными отложениями термокарстовых озер, варьировало достаточно сильно, в диапазоне –37 ‰…–5 ‰, максимумы варьирования показали донные отложения озер T-1 и T-2 при температуре 4 ºС и донные отложения озера T-1 при температуре 25 ºС, в середине периода наблюдений.

Оценка доступности органического вещества донных отложений озер для микробного разложения при двух температурных режимах

Доступность органического вещества для разложения микробоценозами донных отложений старичных и термокарстовых озер оценивалась в экспериментах с добавлением глюкозы, обогащенной ^{13}C. Глюкоза добавлялась по истощении легкоразлагаемого субстрата, которое регистрировалось по постоянно низкому выделению CH_4 и CO_2 в течение 60 и более суток. Было внесено 10 мг обогащенной ^{13}C глюкозы в каждый из инкубационных флаконов эксперимента при t = 4 ºС и 20 мг обогащенной ^{13}C глюкозы в каждый из инкубационных флаконов эксперимента при t = 25 ºС, что в пересчете на чистый ^{13}C составило 0,48 и 0,96 мг ^{13}C соответственно.

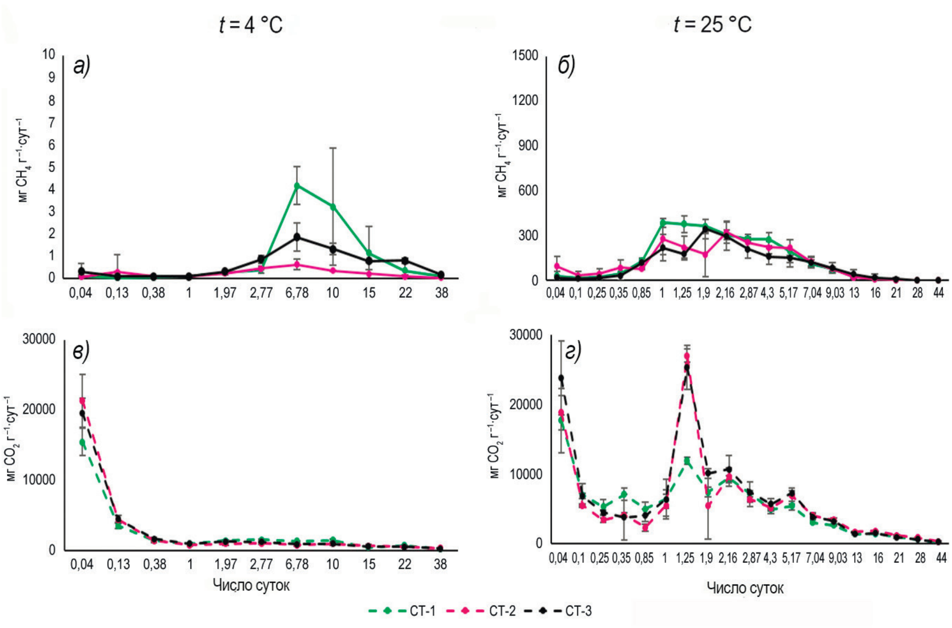

Рис. 5. Динамика эмиссии CH_4 и CO_2 донными осадками старичных озер в инкубационных экспериментах с добавлением ^{13}C глюкозы при 4 ºС (слева) и 25 ºС (справа): *а, б* — выделение CH_4; *в, г* — выделение CO_2. Планки погрешностей — стандартное отклонение, n = 3

Fig. 5. Dynamics of CH_4 and CO_2 emission by the bottom sediments of the oxbow lakes in incubation experiments with the addition of ^{13}C glucose at 4 ºC (left) and 25 ºC (right): *а, б* — release of CH_4; *в, г* — release of CO_2. Error bars — standard deviation, n = 3

Внесение обогащенной глюкозы в эксперимент с донными отложениями старичных озер при $t = 4$ ºС вызвало изначальный всплеск выделения CO_2 до 20000 мг CO_2 $г^{-1} \cdot сут^{-1}$, который снизился в 5–9 раз через сутки после внесения и в дальнейшем варьировал в пределах 250–1450 мг CO_2 $г^{-1} \cdot сут^{-1}$до окончания периода наблюдений (рис. 5). Выделение метана в этом варианте эксперимента было очень низким, с небольшим увеличением в 1,5–2 раза на 3–15 сутки наблюдений. Наибольшее выделение метана наблюдалось для осадков озера СТ-1.

В эксперименте при $t = 25$ ºС внесение глюкозы интенсифицировало выделение метана во всех инкубируемых осадках с 1 по 9-й день эксперимента, а количество выделенного метана на 2 порядка превышало таковое при $t = 4$ ºС. Количество выделенного CO_2 имело 2 пика, сразу после внесения глюкозы и на 1–2-й день от начала эксперимента, и было выше таковото при $t = 4$ ºС от 2 до 10 раз.

Внесение обогащенной глюкозы в эксперимент с донными отложениями термокарстовых озер при $t = 4$ ºС также вызвало изначальный всплеск выделения CO_2, но до 10000–15000 мг CO_2 $г^{-1} \cdot сут^{-1}$, что ниже таковото, наблюдавшегося для старичных озер. Выделение CO_2 здесь снизилось уже после 8 часов после внесения глюкозы и оставалось низким до окончания периода наблюдений (рис. 6). Выделение метана в этом варианте эксперимента было в 2 раза выше, чем у осадков старичных озер, и протекало по аналогичной тенденции. Наибольшее выделение метана наблюдалось для осадков озера Т-1.

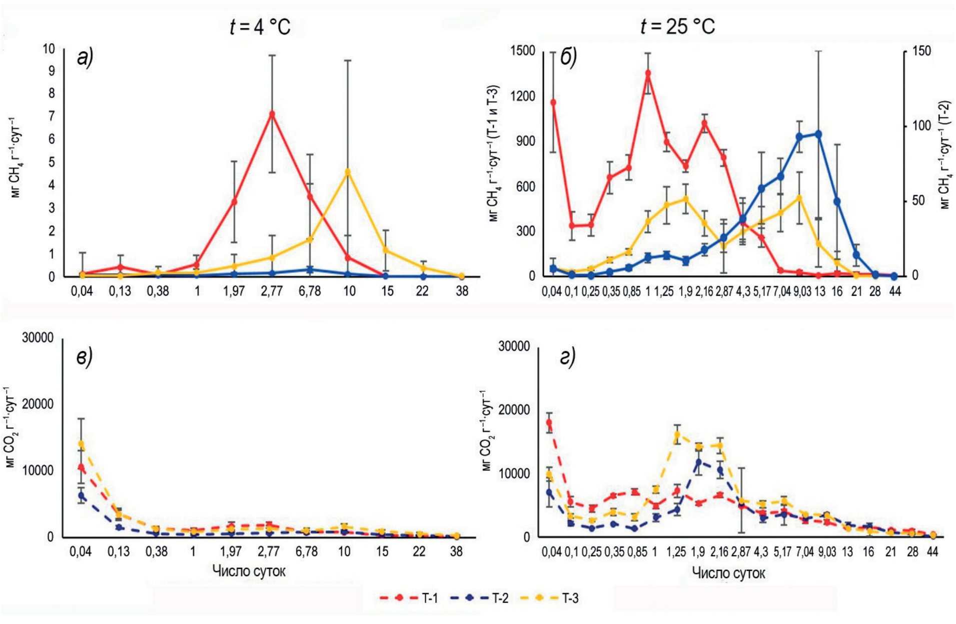

Рис. 6. Динамика эмиссии CH_4 и CO_2 донными осадками термокарстовых озер в инкубационных экспериментах с добавлением ^{13}C глюкозы при 4 ºС (слева) и 25 ºС (справа): *а, б* — выделение CH_4; *в, г* — выделение CO_2. Планки погрешностей — стандартное отклонение, $n = 3$

Fig. 6. Dynamics of CH_4 and CO_2 emission by the bottom sediments of the thermokarst lakes in incubation experiments with the addition of ^{13}C glucose at 4 ºС (left) and 25 ºС (right): *а, б* — release of CH_4; *в, г* — release of CO_2. Error bars — standard deviation, $n = 3$

В эксперименте при t = 25 ºС внесение глюкозы также интенсифицировало выделение метана во всех инкубируемых осадках, но величины эмиссии и динамика выделения газа имели ярко выраженную разнохарактерность. Осадками озер Т-1 и Т-3 выделялось от 500 до 1300 мг СН4 $г^{-1}·сут^{-1}$, с резко выраженными колебаниями эмиссии, из осадков озера Т-2 максимальная скорость выделения метана составляла 110 мг CH_4 $г^{-1}·сут^{-1}$, а скорость эмиссии наращивалась постепенно, к 9–13-му дню от начала эксперимента. Выделение CO_2 проходило по динамике, схожей с таковой для старичных озер.

Количество выделившегося ^{13}C за весь период эксперимента различалось как между температурами инкубации, так и между типами озер (табл. 2). При инкубировании в холодных условиях донные отложения старичных озер выделили в среднем на 5 % больше ^{13}C, чем донные отложения термокарстовых озер. В свою очередь, при t = 25 ºС осадки термокарстовых озер выделили в среднем на 38 % больше ^{13}C, чем отложения старичных озер. Выделение ^{13}C при повышенной температуре превышало таковое при t = 4 ºС от 2,5 до 4 раз, несмотря на всего лишь двукратную разницу внесенной обогащенной глюкозы в различные по температуре инкубации варианты эксперимента.

Таблица 2

Количество ^{13}C, выделившегося в инкубационных экспериментах с внесением обогащенной ^{13}C глюкозы, за весь период наблюдений

Table 2

The quantity of ^{13}C released in incubation experiments with the addition of ^{13}C-enriched glucose over the entire observation period

Старичные озера						
Аббревиатура	СТ-1		СТ-2		СТ-3	
Температура инкубации 4˚С						
Эмиссия ^{13}C мг $г^{-1}$ почвы (в составе CH_4, в составе CO_2 и суммарно выделившееся количество)	^{13}C-CH_4	^{13}C-CO_2	^{13}C-CH_4	^{13}C-CO_2	^{13}C-CH_4	^{13}C-CO_2
	0,017	2,162	0,002	2,024	0,01	1,52
	2,18		2,026		1,53	
Температура инкубации 25˚С						
Эмиссия ^{13}C мг $г^{-1}$ почвы (в составе CH_4, в составе CO_2 и суммарно выделившееся количество)	^{13}C-CH_4	^{13}C-CO_2	^{13}C-CH_4	^{13}C-CO_2	^{13}C-CH_4	^{13}C-CO_2
	0,51	4,56	0,413	4,254	0,507	3,806
	5,07		4,667		4,313	
Термокарстовые озера						
Аббревиатура	Т-1		Т-2		Т-3	
Температура инкубации 4˚С						
Эмиссия ^{13}C мг $г^{-1}$ почвы (в составе CH_4, в составе CO_2 и суммарно выделившееся количество)	^{13}C-CH_4	^{13}C-CO_2	^{13}C-CH_4	^{13}C-CO_2	^{13}C-CH_4	^{13}C-CO_2
	0,021	1,719	0,001	1,882	0,011	1,839
	1,74		1,883		1,851	
Температура инкубации 25˚С						
Эмиссия ^{13}C мг $г^{-1}$ почвы (в составе CH_4, в составе CO_2 и суммарно выделившееся количество)	^{13}C-CH_4	^{13}C-CO_2	^{13}C-CH_4	^{13}C-CO_2	^{13}C-CH_4	^{13}C-CO_2
	1,428	5,981	2,47	6,844	1,793	3,958
	7,409		9,314		5,75	

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Космополитичная природа обитания свободноживущих простейших и микроорганизмов отмечалась неоднократно различными исследователями, в частности, Лоренс Баас-Бекинг еще в 1934 г. [29] сформулировал руководящий принцип микробных экосистем, известный как гипотеза Бааса-Бекинга, который заключается в том, что «все есть везде, и среда выбирает», однако мы редко принимаем во внимание временную шкалу, которую занимает этот экологический отбор, даже если эта шкала времени может быть порядка нескольких лет или больше. Традиционно, моделируя воздействие такого парникового газа, как метан, на атмосферу, мы предполагаем, что метан будет выбрасываться в неизменном (в виде CH_4) либо в окисленном состоянии (т.е. в виде CO_2, образующегося в результате горения метана или в результате окисления его метанотрофами), и, таким образом, выброс метана просто увеличит количество CO_2 в атмосфере [30]. Наше исследование показало, что характер выброса парниковых газов зависит не только от состава микробиоценозов донных отложений арктических озер, но и от типа формирования этих озер. Так, в инкубационных экспериментах показано, что эмиссия метана и CO_2 осадками старичных озер протекала однотипно для всех трех выбранных озер, тогда как осадки трех термокарстовых озер демонстрировали разнохарактерную динамику. Кроме того, выделение CH_4 и CO_2 осадками термокарстовых озер было в разы выше такового осадками старичных озер, что предполагает их больший эмиссионный потенциал. Вероятно, это связано с низкой степенью разрушенности углерода донных отложений (значения $\delta^{13}C$ составили –28,28…–29,88 ‰), характерной для термокарстовых озер, что позволило микроорганизмам-деструкторам быстрее вовлечь органическое вещество в круговорот.

Изотопное смещение углерода в метане (рис. 3*в*, 4*в*) при инкубировании при различных температурах выявило, что метаболические пути цикла метана как в старичных, так и в термокарстовых озерах менялись с метаногенеза на метанотрофию, чего не наблюдалось при инкубировании при t = 25 ºС. Это позволяет сделать предположение, что при повышении температуры окружающей среды, вследствие снижения количества растворенного в воде кислорода, окисление метана микроорганизмами будет подавлено и возрастет выброс метана в атмосферу. В то же время постепенное утяжеление изотопного состава в метане при t = 25 ºС, возможно, свидетельствовало о том, что реакция микробной экосистемы не являлась достаточно быстрой, чтобы переориентировать микробиоценоз с выделения метана на его поглощение. В некоторых исследованиях показано, что метанотрофным сообществам требуются годы, чтобы развиться в ответ на новый выброс метана [31].

Эксперименты с внесением ^{13}C обогащенной глюкозы выявили, что внесенная глюкоза встраивалась в основном в метаболические пути с выделением CO_2. В метаногенных процессах вновь поступившее легкодоступное органическое вещество использовалось в гораздо меньших объемах. Стоит отметить, что привнесение в субстрат свежей «чужеродной» органики не всегда демонстрирует всплеск микробиологической активности [32] либо наблюдается отсроченный (от трех и более лет) эффект вовлечения органического вещества в минерализационные процессы [33]. В проведенном нами инкубационном эксперименте количество ^{13}C глюкозы, внесенной при t = 4 ºС, составило 0,48 мг ^{13}C на инкубационный флакон и 0,96 мг ^{13}C при t = 25 ºС. Из данных, приведенных в табл. 2, видно, что суммарное выделение ^{13}C

(в виде CO_2 и CH_4) превышало количество внесенного ^{13}C во всех вариантах эксперимента, а донные отложения термокарстовых озер продемонстрировали 5–9-кратное увеличение эмиссии ^{13}C в газообразной форме при t = 25 ºС, что свидетельствовало о наличии так называемого «прайминг-эффекта», при котором поступление легко доступной органики инициирует вовлечение в метаболические пути труднодоступного органического вещества. Вероятно, этот эффект также был связан с низкой степенью разрушенности углерода в осадках термокарстовых озер.

Группа авторов исследования микробной активности донных отложений меромиктического субарктического озера Светлое [34], сообразно с нашими выводами, предположила, что отложения арктических и субарктических меромиктических озер являются важными хранилищами углерода и потенциальным источником выбросов метана в атмосферу вследствие преобладания в микробном сообществе гидролитических и метаногенных микроорганизмов при низкой численности метанотрофов в отложениях озера.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, осадки старичных озер показали сходную динамику эмиссии метана, как при низких (4 °С), так и при высоких температурах (25 °С). Смещение изотопного состава углерода в метане указывало на близкий состав микробных сообществ во всех исследованных старичных озерах. В термокарстовых озерах в экспериментах при низких и высоких температурах эмиссия метана в отложениях протекала с использованием несхожих метаболических путей. Полученные результаты указывают на различающийся состав метаногенных/метанотрофных популяций в термокарстовых и старичных озерах. В обоих случаях повышение температуры приводило к увеличению высвобождения метана из донных отложений арктических озер. В сравнении со старичными озерами, термокарстовые озера внесут больший вклад в эмиссию метана. Так, эмиссия метана из термокарстовых озер предположительно увеличится от 6 до 46 раз за счет повышения температуры окружающей среды, а из старичных озер — от 1,8 до 7,6 раз. Обнаруженный «прайминг-эффект», при котором поступление легкодоступной органики инициирует вовлечение в метаболические пути труднодоступного органического вещества, особенно ярко прослеживался в инкубации с осадками озер с низкой степенью разрушенности углерода $\delta^{13}C$ (–28,28…–29,88 ‰), что было особенно характерно для осадков термокарстовых озер. Согласно результатам данного исследования, в условиях глобального потепления климата и термокарстовые и старичные озера могут стать значимыми источниками поступления метана в атмосферу Земли.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 19-34-50086 «Мобильность» и РФФИ № 18-05-60291 «Адаптация арктических лимносистем к быстрому изменению климата».

Благодарности. Авторы выражают благодарность лаборатории полярных и морских исследований Отто Шмидта, ААНИИ, где проводился DOC анализ.

Competing interests. The authors have no competing interests.

Funding. The study was funded by RFBR, project number 19-34-50086 “Mobility” and by RFBR, project number 18-05-60291 “Adaptation of the Arctic limnosystems to rapid climate change”.

Acknowledgements. DOC analysis was carried out in in the Otto Schmidt laboratory for Polar and Marine Research in AARI.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Schuur E., Bockheim J., Canadell J.G., Euskirchen E., Field Ch.B, Goryachkin S. V., Hagemann S., Kuhry P., Lafleur P.M., Lee H., Mazhitova G., Nelson F. E., Rinke A., Romanovsky V.E., Shiklomanov N., Tarnocai Ch., Venevsky S., Vogel J. G., Zimov S. A.* Vulnerability of permafrost carbon to climate change: implications for the global carbon cycle // BioScience. 2008. V. 58 (8). P. 701–714.

2. *Tarnocai C., Canadell J., Schuur E., Kuhry P., Mazhitova G., Zimov S.* Soil organic carbon pools in the Northern Circumpolar permafrost region // Global Biogeochem. Cycles. 2009. V. 23. P. 1–11. doi: 10.1029/2008GB003327.

3. *Schirrmeister L., Siegert Ch., Kuznetsova Ch., Kuzmina S., Andreev A., Kienast F., Meyer H., Bobrov H.* Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // Quaternary International. 2002 V. 89. P. 97–118. doi: 10.1016/S1040-6182(01)00083-0.

4. *Belshe E., Schuur E., Bolker B.* Tundra ecosystems observed to be CO_2 sources due to differential amplification of the carbon cycle // Ecology Letter. 2013. V. 16 (10). P. 1307–1315.

5. *Boike J., Langer M., Lantuit H., Muster S., Roth K., Sachs T., Overduin P., Westermann S., McGuire A.D.* Permafrost-physical aspects, carbon cycling, databases and uncertainties // Recarbonization of the biosphere. Dordrecht: Springer, 2012. P. 159–185.

6. *Kutzbach L., Rößger N., Eckhardt T., Knoblauch C., Sachs T., Wille C., Boike J., Pfeiffer E.-M.* Spatiotemporal variability of methane emissions of tundra landscapes in the Lena River Delta, Siberia // In EGU General Assembly Conference Abstracts. 2020. P. 17937.

7. *Покровский О.С., Широкова Л.С., Кирпотин С.Н.* Микробиологические факторы, контролирующие цикл углерода в термокарстовых водных объектах Западной Сибири // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2012. № 3 (19). С. 199–217.

8. *Адаменко В.Н.* Климат и озера: (К оценке настоящего, прошлого и будущего) Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 263 с.

9. *Davidson E., Janssens I.* Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change // Nature. 2006. V. 440. P. 165–173.

10. *Wild B., Gentsch N., Čapek P., Diáková K., Alves R. J. E., Bárta J., Gittel A., Hugelius G., Knoltsch A., Kuhry P., Lashchinskiy N., Mikutta R., Palmtag J., Schleper Ch., Schnecker J., Shibistova O., Takriti M., Torsvik V.L., Urich T., Watzka M., Šantrůčková H., Guggenberger G., Richter A.* Plant-derived compounds stimulate the decomposition of organic matter in arctic permafrost soils // Sci Rep. 2016. V. 6. P. 1–11.

11. *Alekseevsky N.I., Aibulatov D.N., Kuksina L.V., Chetverova A.A.* The structure of streams in the Lena Delta and its influence on streamflow transformation processes // Geography and Natural Resources. 2014. V. 35 (1). P. 63–70.

12. *Большиянов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г.* Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.

13. *Schwamborn G., Andreev A.A., Tumskoy V., Rachold V., Grigoriev M.N., Pavlova E.Y., Dorozhkhina M.V., Hubberten H.-W.* Evolution of Lake Nikolay, ArgaIsland, western Lena River delta, during late Weichselian and Holocene time // Polarforschung. 2002. V. 70. P. 69–82.

14. *Федорова И.В., Четверова А.А, Алексеева Н.К., Скороспехова Т.В., Романов С.Г., Большиянов Д.Ю., Шадрина А.А., Макушин М.А.* Гидрологические и гидрохимические исследования в дельте р. Лены весной 2015 и 2016 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. Т. 3. С. 107–114.

15. *Григорьев М.Н.* Криоморфогенез устьевой области р. Лены. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 1993. 176 с.

16. *Morgenstern A., Grosse G., Gunther F., Fedorova I., Schirrmeister L.* Spatial analyses of thermokarst lakes and basins in Yedoma landscapes of the Lena Delta // The Cryosphere. 2011. V. 5. P. 849–867. doi: 10.5194/tc-5-849-2011.

17. *Boike J., Kattenstroth B., Abramova K., Bornemann N., Chetverova A., Fedorova I., Fröb K., Grigoriev M., Grüber M., Kutzbach L., Langer M., Minke M., Muster S., Piel K., Pfeiffer E.-M., Stoof G., Westermann S., Wischnewski K., Wille C. and Hubberten H.-W.* Baseline characteristics of climate, permafrost and land cover from a new permafrost observatory in the Lena River Delta, Siberia (1998–2011) // Biogeosciences. 2013. V.10. P. 2105–2128. doi: 10.5194/bg-10-2105-2013, 2013.

18. *Boike J., Nitzbon J., AndersK., Grigoriev M., Bolshiyanov D.Y., Langer M., Lange S., Bornemann N., Morgenstern A., Schreiber P., Wille C., Chadburn S., Gouttevin I., Burke E., and Kutzbach L.* A 16-year record (2002–2017) of permafrost, active layer, and meteorological conditions at the Samoylov Island Arctic permafrost research site, Lena River Delta, northern Siberia: an opportunity to validate remote sensing data and land surface, snow, and permafrost models // Earth System Science Data Discussions. 2018. V. 11 (1). P. 266–299. doi: 10.5194/essd-2018-82.

19. *Zubrzycki S.,Kutzbach L., Grosse G., Desyatkin A. and Pfeiffer E.M.* Organic carbon and total nitrogen stocks in soils of the Lena River Delta // Biogeosciences. 2013. V. 10 (6). P. 3507–3524.

20. *Четверова А. А., Федорова И. В., Потапова Т. М., Бойке Ю.* Гидрологические и геохимические особенности современного состояния озер о. Самойловский в дельте р. Лены // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. Т. 1 (95). С. 97–110.

21. Государственный водный кадастр. Основные гидрологические характеристики (за 1971–1975 гг. и весь период наблюдений). Т. 17. Лено-Индигирский район / Под ред. З.К. Егоровой, А.В. Шестакова. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 295 с.

22. *Кравцова В.И.* Распространение термокарстовых озер в России в пределах зоны многолетней мерзлоты // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2009. № 3. С. 33–42.

23. *Kallistova A.Y., Savvichev A.S., Rusanov I.I., Pimenov N.V.* Thermokarst lakes, ecosystems with intense microbial processes of the methane cycle // Microbiology. 2019. V. 88. P. 649–661.

24. *Chetverova A., Skorospekhova T., Morgenstern A., Alekseeva N., Spiridonov I., Fedorova I.* Hydrological and hydrochemical characteristics of lakes in the Lena River delta (Northeast-Siberia, Russia) // Polarforschung. 2017. V. 87. P. 111–124. doi: 10.2312/polarforschung.87.2.111.

25. *Гузева А.В., Федорова И.В.* Формы нахождения тяжелых металлов в донных отложениях острова Самойловский, дельта реки Лены // Труды КарНЦ РАН. Сер. Лимнология. Океанология. 2020. № 9. С.18–29. doi: 10.17076/lim1235.

26. *Петелин В.П.* Гранулометрический анализ донных осадков. М.: Наука, 1967. 128 с.

27. *Guzeva A.V., Fedorova I.V., Alekseeva N.K., Evgrafova S.* Geochemical features of sediments of the lakes located in the Lena Delta, the Russian Arctic // Focus Siberian Permafrost — Terrestrial Cryosphere and Climate Change: International Symposium, Institute of Soil Science — Universität Hamburg 23–27 March 2020. Abstract / Ed. E.M. Pfeiffer at al. Alfred-Wegener-Institut, 2020. P. 38.

28. *Gentsch N., Mikutta R., Alves R., Barta J., Capek P., Gittel A., Hugelius G., Kuhry P., Lashchinskiy N., Palmtag J., Richter A., Santruckova H., Schnecker J., Shibistova O., Urich T., Wild B., Guggenberger G.* Storage and transformation of organic matter fractions in cryoturbated permafrost soils across the Siberian Arctic // Biogeosciences Discussions. 2015. V. 12. P. 2697–2743.

29. *Baas-Becking L.G.M.* Geobiologie of inleiding tot de milieukunde. The Hague, the Netherlands: W.P. Van Stockum & Zoon, 1934. 263 p.

30. *Wadham J.L., Arndt S., Tulaczyk S., Stibal M., Tranter M., Telling J., Lis G.P., Lawson E., Ridgwell A., Dubnick A., Sharp M. J., Anesio A. M. and Butler C.E.H.* Potential methane reservoirs beneath Antarctica // Nature. 2012. V. 488. P. 633–637. doi: 10.1038/nature11374.

31. *Thurber A., Seabrook S., Welsh R.* Riddles in the cold: Antarctic endemism and microbial succession impact methane cycling in the Southern Ocean // Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences. 2020. V. 287(1931), P. 20201134. doi:10.1098/rspb.2020.1134.

32. *Плеханова Л.Н., Каширская Н.Н., Сыроватко А.С.* Активность целлюлозолитических микроорганизмов в грунтах кремированных захоронений как индикатор деталей погребального

обряда // Нижневолжский археологический вестник. 2020. Т. 19. № 1. С. 116–129. doi: 15688/nav.jvolsu.2020.1.6.

33. *Evgrafova S., Kadutskii V., Novikov O., Guggenberger G., Wagner D.* Greenhouse gas release in field-based incubation experiment with buried soil, Lena Delta, Siberia // Focus Siberian Permafrost — Terrestrial Cryosphere and Climate Change: International Symposium, Institute of Soil Science — Universität Hamburg 23–27 March 2020. Abstract / Ed. E.M. Pfeiffer at al. Alfred-Wegener-Institut, 2020. P. 30. doi:10.2312/BzPM_0739_2020ISSN 1866-3192.

34. *Kadnikov V.V., Savvichev A.S., Mardanov A.V., Beletsky A.V., Merkel A.Y., Ravin N.V., Pimenov N.V.* Microbial communities involved in the methane cycle in the near-bottom water layer and sediments of the meromictic subarctic Lake Svetloe // Antonie Van Leeuwenhoek. 2019. V. 112 (12). P. 1801–1814.

REFERENCES

1. *Schuur E., Bockheim J., Canadell J.G., Euskirchen E., Field Ch.B., Goryachkin S.V., Hagemann S., Kuhry P., Lafleur P.M., Lee H., Mazhitova G., Nelson F.E., Rinke A., Romanovsky V.E., Shiklomanov N., Tarnocai Ch., Venevsky S., Vogel J.G., Zimov S.A.* Vulnerability of permafrost carbon to climate change: implications for the global carbon cycle. BioScience. 2008, 58 (8): 701–714.

2. *Tarnocai C., Canadell J., Schuur E., Kuhry P., Mazhitova G., Zimov S.* Soil organic carbon pools in the Northern Circumpolar permafrost region. Global Biogeochem. Cycles. 2009, 23, 1–11 doi: 10.1029/2008GB003327.

3. *Schirrmeister L., Siegert Ch., Kuznetsova Ch., Kuzmina S., Andreev A., Kienast F., Meyer H., Bobrov H.* Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia. Quaternary International. 2002, 89: 97–118. doi: 10.1016/S1040-6182(01)00083-0.

4. *Belshe E., Schuur E., Bolker B.* Tundra ecosystems observed to be CO_2 sources due to differential amplification of the carbon cycle. Ecology Letter. 2013, 16 (10): 1307–1315.

5. *Boike J., Langer M., Lantuit H., Muster S., Roth K., Sachs T., Overduin P., Westermann S., McGuire A.D.* Permafrost-physical aspects, carbon cycling, databases and uncertainties. Recarbonization of the biosphere. Dordrecht: Springer, 2012: 159–185.

6. *Kutzbach L., Rößger N., Eckhardt T., Knoblauch C., Sachs T., Wille C., Boike J., Pfeiffer E.-M.* Spatiotemporal variability of methane emissions of tundra landscapes in the Lena River Delta, Siberia. EGU General Assembly Conference Abstracts. 2020: 17937.

7. *Pokrovsky O. S., Shirokova L.S., Kirpotin S.N.* Microbiological factors controlling carbon cycle in thermokarst water bodies of Western Siberia. *Tomskij gosudarstvennyj universitet zhurnal biologii.* Tomsk State University Journal of Biology. 2012, 3 (19): 199–217. [In Russian].

8. *Adamenko V.N. Klimat i ozera: (K otsenke nastoiashchego, proshlogo I budushchego)*. Climate and lakes: (Towards to assessment of the present, past and future). L.: Hidrometeoizdat, 1985: 263 p. [In Russian].

9. *Davidson E., Janssens I.* Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. Nature. 2006, 440: 165–173.

10. *Wild B., Gentsch N., Čapek P., Diáková K., Alves R. J. E., Bárta J., Gittel A., Hugelius G., Knoltsch A., Kuhry P., Lashchinskiy N., Mikutta R., Palmtag J., Schleper Ch., Schnecker J., Shibistova O., Takriti M., Torsvik V.L., Urich T., Watzka M., Šantrůčková H., Guggenberger G., Richter A.* Plant-derived compounds stimulate the decomposition of organic matter in arctic permafrost soils. Sci Rep. 2016, 6: 25607.

11. *Alekseevsky N.I., Aibulatov D.N., Kuksina L.V., Chetverova A.A.* The structure of streams in the Lena Delta and its influence on streamflow transformation processes. Geography and Natural Resources. 2014, 35 (1): 63–70.

12. *Bolshiyanov D.Y., Makarov A.S., Schneider V., Stof G. Proishozhdenie I razvitie del'ty reki Leny.* Evolution and development of the Lena River Delta. St. Petersburg: Proc. of AARI, 2013: 268 p. [In Russian].

13. *Schwamborn G., Andreev A.A., Tumskoy V., Rachold V., Grigoriev M.N., Pavlova E.Y., Dorozhkhina M.V., Hubberten H.-W.* Evolution of Lake Nikolay, Arga Island, western Lena River delta, during late Weichselian and Holocene time. Polarforschung. 2002, 70: 69–82.

14. *Fedorova I.V., Chetverova A.A., Alekseeva N.K., Skorospekhova T.V., Romanov S.G., Bolshiyanov D.Yu., Shadriva A.A., Makushin M.A.* Hydrological and hydrochemical investigation in the Lena River Delta in winter 2015–2016. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2017, (3): 107–114. doi:10.30758/0555-2648-2017-0-3-107-114. [In Russian].

15.*Grigoriev M.N. Kriomorfogenez ust'evoj oblasti r. Leny*. Cryomorphogenesis of the Lena River mouth area. Yakutsk: Siberian Branch, USSR. Academy of Sciences, 1993: 176 p. [In Russian].

16. *Morgenstern A., Grosse G., Gunther F., Fedorova I., Schirrmeister L.* Spatial analyses of thermokarst lakes and basins in Yedoma landscapes of the Lena Delta. The Cryosphere. 2011, 5: 849–867. doi: 10.5194/tc-5-849-2011.

17. *Boike J., Kattenstroth B., Abramova K., Bornemann N., Chetverova A., Fedorova I., Fröb K., Grigoriev M., Grüber M., Kutzbach L., Langer M., Minke M., Muster S., Piel K., Pfeiffer E.-M., Stoof G., Westermann S., Wischnewski K., Wille C. and Hubberten H.-W.* Baseline characteristics of cli-mate, permafrost and land cover from a new permafrost obser-vatory in the Lena River Delta, Siberia (1998–2011). Biogeosciences. 2013, 10: 2105–2128. doi: 10.5194/bg-10-2105-2013, 2013.

18. *Boike J., Nitzbon J., Anders K., Grigoriev M., Bolshiyanov D.Y., Langer M., Lange S., Bornemann N., Morgenstern A., Schreiber P., Wille C., Chadburn S., Gouttevin I., Burke E. and Kutzbach L.* A 16-year record (2002–2017) of permafrost, active layer, and meteorological conditions at the Samoylov Island Arctic permafrost research site, Lena River Delta, northern Siberia: an opportunity to validate remote sensing data and land surface, snow, and permafrost models. Earth System Science Data Discussions. 2018, 11 (1): 266–299. doi: 10.5194/essd-2018-82.

19. *Zubrzycki S., Kutzbach L., Grosse G., Desyatkin A. and Pfeiffer E.M.* Organic carbon and total nitrogen stocks in soils of the Lena River Delta. Biogeosciences. 2013, 10 (6): 3507–3524.

20. *Chetverova A.A., Fedorova I.V., Potapova T.M., Boike Y.* Hydrological and geochemical characteristics of the modern state of lakes of Samoylovsky island in the Lena river delta. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2013, 1 (95): 97–110. [In Russian].

21. *Gosudarstvennyi vodnyi kadastr. Osnovnye gidrologicheskie kharakteristiki (za 1971–1975 gg. I ves' period nabliudenii). T. 17. Leno-Indigirskii raion.* State water cadastre. Main hydrological characteristics (for 1971–1975 observation period). V. 17. Leno-Indigirsky region. Ed. Z.K. Egorova, A.V. Shestakova. Leningrad: Hidrometeoizdat, 1979: 295 p. [In Russian].

22. *Kravtsova V.I.* Distribution of thermokarst lakes in Russian lakes within the permafrost zone. *Vestnik MGU*. MSU Vestnik. Ser. 5. Geography. 2009, 3: 33–42. [In Russian].

23. *Kallistova A.Y., Savvichev A.S., Rusanov I.I., Pimenov N.V.* Thermokarst lakes, ecosystems with intense microbial processes of the methane cycle. Microbiology. 2019, 88: 649–661.

24. *Chetverova A., Skorospekhova T., Morgenstern A., Alekseeva N., Spiridonov I., Fedorova I.* Hydrological and hydrochemical characteristics of lakes in the Lena River delta (Northeast-Siberia, Russia). Polarforschung. 2017, 87: 111–124. doi: 10.2312/polarforschung.87.2.111.

25. *Guzeva A.V., Fedorova I.V.* The trace metals in the lake bottom sediments of the delta Lena, Samoylov Island. *Trudy KarNC RAN*. Transactions of Karelian Research Centre of RAS. 2020, 9: 18–29. doi: 10.17076/lim1235.

26. *Petelin V.P. Granulometricheskii analiz donnykh osadkov*. Granulometric analysis of bottom sediments. Moscow: Nauka, 1967: 128 p. [In Russian].

27. *Guzeva A.V., Fedorova I.V., Alekseeva N.K., Evgrafova S.* Geochemical features of sediments of the lakes located in the Lena Delta, the Russian Arctic. Focus Siberian Permafrost — Terrestrial Cryosphere and Climate Change: International Symposium, Institute of Soil Science — Universität Hamburg 23–27 March 2020. Abstract. Ed. E.M. Pfeiffer at al. Alfred-Wegener-Institut, 2020. 38.

28. *Gentsch N., Mikutta R., Alves R., Barta J., Capek P., Gittel A., Hugelius G., Kuhry P., Lashchinskiy N., Palmtag J., Richter A., Santruckova H., Schnecker J., Shibistova O., Urich T., Wild B., Guggenberger G.* Storage and transformation of organic matter fractions in cryoturbated permafrost soils across the Siberian Arctic. Biogeosciences Discussions. 2015, 12: 2697–2743.

29. *Baas-Becking L.G.M.* Geobiologie of inleiding tot de milieukunde. The Hague, the Netherlands: W.P. Van Stockum & Zoon, 1934: 263 p.

30. *Wadham J.L., Arndt S., Tulaczyk S., Stibal M., Tranter M., Telling J., Lis G. P., Lawson E., Ridgwell A., Dubnick A., Sharp M. J., Anesio A. M. and Butler C.E.H.* Potential methane reservoirs beneath Antarctica. Nature. 2012, 488: 633–637. doi: 10.1038/nature11374.

31. *Thurber A., Seabrook S., Welsh R.* Riddles in the cold: Antarctic endemism and microbial succession impact methane cycling in the Southern Ocean. Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences. 2020, 287: 20201134. doi: 10.1098/rspb.2020.1134.

32. *Plekhanova L.N., Kashirskaya N.N., Syrovatko A.S.* Cellulostic microorganisms activity as an indicator of details funeral ceremony. *Nizhne-volzhskij arheologicheskij vestnik*. Volga Archaeological Bulletin. 2020, 19 (1): 116–129. doi:10.15688/nav.jvolsu.2020.1.6. [In Russian].

33. *Evgrafova S., Kadutskii V., Novikov O., Guggenberger G., Wagner D*. Greenhouse gas release in field-based incubation experiment with buried soil, Lena Delta, Siberia. Focus Siberian Permafrost — Terrestrial Cryosphere and Climate Change: International Symposium, Institute of Soil Science — Universität Hamburg 23–27 March 2020. Abstract / Ed. E.M. Pfeiffer at al. Alfred-Wegener-Institut, 2020. P. 30. doi:10.2312/BzPM_0739_2020ISSN 1866-3192.

34. *Kadnikov V.V., Savvichev A.S., Mardanov A.V., Beletsky A.V., Merkel A.Y., Ravin N.V., Pimenov N.V*. Microbial communities involved in the methane cycle in the near-bottom water layer and sediments of the meromictic subarctic Lake Svetloe. Antonie Van Leeuwenhoek. 2019, 112 (12): 1801–1814.

ПАМЯТИ НИКОЛАЯ ИВАНОВИЧА ВАСИЛЬЕВА

25.12.1948 — 04.01.2021

4 января 2021 г. ушел из жизни наш товарищ и коллега, профессор Санкт-Петербургского горного университета, главный конструктор буровых снарядов и разработчик технологии бурения глубоких скважин во льду Николай Иванович Васильев.

С его именем неразрывно связаны все наиболее яркие достижения легендарного проекта глубокого бурения антарктического ледника на российской внутриконтинентальной станции Восток.

В течение многих лет он был ключевой фигурой — руководителем и главным исполнителем этого бурового проекта, сыгравшего важнейшую роль в изучении глобальных климатических изменений на нашей планете. Под его руководством и при его непосредственном участии были осуществлены первое и повторное вскрытия крупнейшего на нашей планете подледникового озера Восток, которые открыли возможность изучения этого уникального водоема. Все, кто работал с Николаем Ивановичем Васильевым в этом проекте, знают, что без его воли, знаний, профессиональной интуиции и мастерства эти свершения и связанные с ними научные открытия были бы невозможны.

Николай Иванович был очень жизнерадостным и оптимистичным человеком, не падавшим духом и продолжавшим бороться и находить успешные решения даже в самых, казалось бы, безвыходных ситуациях. Он обладал исключительной харизмой, которая притягивала к нему совершенно разных людей, был любим и уважаем многими у нас в стране и за ее пределами.

Преждевременный уход Николая Ивановича — это не только трагедия его семьи и горе для всех нас, кто с ним работал, его знал и любил, но и невосполнимая потеря для всей антарктической науки.

Имя Николая Ивановича Васильева уже давно и прочно вписано в историю антарктических исследований. Светлая память об этом удивительном человеке навсегда останется в наших сердцах.

IN MEMORY OF NIKOLAI IVANOVICH VASILIEV

25.12.1948 — 04.01.2021

On 4 January 2021, our colleague and friend, Nikolai Vasiliev, professor at the St. Petersburg Mining University, chief designer of the Vostok ice core drills, and a tireless innovator in the field of drilling technology, died. He was 72.

Nikolai Vasiliev's name is inextricably linked to the most exciting achievements in the legendary venture to drill through nearly four kilometers of ice at Russia's Antarctic inland station, Vostok.

For many years he was the key person leading this project, which has played a vitally important role in the study of past climate change on our planet, and putting it into action. Under his leadership, and with his direct participation, Lake Vostok, the biggest subglacial lake on Earth, was unsealed, making it possible to study the core of accreted ice and giving hope that we may one day further explore this unique under-ice water body. Everyone who worked with Nikolai Vasiliev at Vostok knows that without his strong will, knowledge, professional intuition and skill, these achievements and the scientific discoveries associated with them would have been impossible.

In his spare time, Nikolai enjoyed spending time at his dacha on the bank of the Msta river in the Novgorod region, renovating his rustic country home, and sometimes catching trout with his hands in small forest creeks, as people used to do in this part of the world centuries ago. He had hoped one day to finally leave work behind and live there, away from city life.

Nikolai, known as Kolya to his friends and close colleagues, was someone who truly loved life, an optimist who never gave up, always working hard to find the right solutions even when things seemed completely hopeless. He was exceptionally charismatic, attracting a very diverse range of people to him. He was much loved and respected by many, both in Russia and abroad.

His untimely death is not only a tragedy for his family and painfully sad for those who worked with him, for those who knew and loved him, but also an irreparable loss for the entire Antarctic community.

Nikolai Vasiliev's name has long been indelibly written in the history of Antarctic research. The cherished memory of this extraordinary person will stay in our hearts for ever.

ПАМЯТИ ВИКТОРА ЕФИМОВИЧА БОРОДАЧЁВА

05.06.1928 — 04.01.2021

4 января 2021 г. на 93-м году ушел из жизни Виктор Ефимович Бородачёв, ледовый разведчик, прогнозист, географ-исследователь Арктики, бывший ведущий научный сотрудник отдела ледового режима и прогнозов Арктического и антарктического научно-исследовательского института.

Виктор Ефимович родился 5 июня 1928 г. в многодетной крестьянской семье в деревне Давыдовская Винницкого района Ленинградской области — в лесном краю на берегу реки Оять. В 1941–1942 гг. подростком испытал все трудности эвакуации в связи с близостью фронта. Трудовую жизнь начал в 1942 г. в поселке Винница учеником счетовода.

После учебы в 1948–1953 гг. на океанологическом факультете Высшего арктического морского училища им. адмирала С.О. Макарова и его окончания по специальности «инженер-океанолог» с 1953 г. работал гидрологом, старшим инженером-гидрологом, начальником научно-оперативной группы арктической научно-исследовательской обсерватории о. Диксон. В 1961 г. поступил в аспирантуру ААНИИ, а с 1963 по 2008 г. работал в отделе ледового режима и прогнозов ААНИИ в должностях инженера, научного сотрудника, заведующего лабораторией ледового режима. В 1976 г. Виктор Ефимович защитил диссертацию на соискание степени кандидата географических наук и был назначен на должность заместителя заведующего отделом по научно-оперативной работе.

В 1960–1980-х гг. Виктор Ефимович ежегодно участвовал в арктических экспедициях ААНИИ, выполнял научно-оперативную работу института на трассах Северного морского пути, многократно возглавлял научно-оперативные группы штабов морских операций в Арктике по обеспечению летних и зимних навигаций, как инструктор ледовой разведки занимался внедрением в практику ААНИИ и УГМС вертолетной ледовой разведки и новых типов вертолетов, координировал и курировал выполнение обзорных ледовых разведок института.

Виктором Ефимовичwем было подготовлено более 70 научных статей и книг в области морского ледоведения — по ледовому режиму, по методам прогнозирования, по исследованию структуры ледяного покрова Северного Ледовитого океана. Работа Виктора Ефимовича отмечалась высокими ведомственными наградами: знаками «Почетный полярник», «Отличник Гидрометслужбы», «Почетный работник Гидрометслужбы России», «Ударник коммунистического труда», лауреат премии им. Ю.М. Шокальского, Почетной грамотой Верховного Совета РСФСР, грамотами и благодарностями ММФ и Дальневосточного пароходства, серебряной медалью ВДНХ, медалями «Ветеран труда» и «В память 300-летия Санкт-Петербурга».

Виктор Ефимович Бородачёв — представитель плеяды выдающихся полярных исследователей, создававших в 1960–1980-е гг. основы для качественного и количественного описания океана и атмосферы Арктики. Его вклад в развитие науки о морских льдах огромен.

IN MEMORY OF VIKTOR EFIMOVICH BORODACHOV

05.06.1928 — 04.01.2021

Viktor Efimovich Borodachov, glaciologist, ice forecaster, Arctic geographer, former lead researcher of the Arctic and Antarctic Research Institute passed away on January 4, 2021, at the age of 92.

Viktor was born on June 5, 1928 in a large peasant family in the village of Vinnitsa, Leningrad region. During WWII, when he was a teenager, he experienced all the difficulties of evacuation due to the proximity to the front.

From 1953 after graduating from the Faculty of Oceanology of the Higher Arctic Maritime School named after Admiral S.O. Makarov he worked as a hydrologist, senior hydrologist, head of the research and operations group of the Arctic Research Observatory, Dikson Island. From 1963 to 2008 he worked in the AARI department of ice regime and forecasts in the positions of engineer, researcher and head of the ice regime laboratory.

In the 1960s – 1980s, Viktor annually participated in the AARI expeditions to the Arctic, regularly headed the scientific and operational teams at the headquarters of maritime operations on the Northern Sea Route, as an instructor of ice air reconnaissance he was engaged in the introduction of the new types of helicopters, coordinated and supervised the AARI ice charting activities in the Arctic.

Viktor is the author of more than 70 research papers and books in the field of sea ice studies - on ice regime, forecasting techniques, on the structure of the sea ice cover of the Arctic Ocean. In the 1970s and 1980s, under his leadership, the ice regime laboratory developed the first “Atlas of the ice regime of the Arctic Ocean”, which eventually became the basis of the electronic EWG Joint U.S.-Russian Arctic Sea Ice Atlas (2000) and the world’s largest collection of the digital ice charts maintained by AARI.

In 2001, the results of the institute’s ice aviation activities were summarized by Viktor (together with Vasily Shilnikov) in the monograph “The history of aerial ice reconnaissance in the Arctic and ice-covered seas of Russia, 1914–1993”. Viktor’s passion for accuracy and meticulousness in the description of ice phenomena and processes found its ultimate expression in the “Dictionary of Sea Ice Terms”, published in 1994 by Viktor together with his friends – Vladislav Gavrilo, Mikhail Kazansky and Willy Weeks.

Viktor’s achievements were honored by federal awards, certificates and acknowledgements from the Ministry of Transport and Shipping Companies working in the Arctic. Viktor is a representative of a galaxy of outstanding polar explorers who established the basis for qualitative and quantitative description of the Arctic ocean and atmosphere in the 1960s and 1980s. His contribution to sea ice studies is enormous.

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ
ЖУРНАЛА «ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ»

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

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

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

Все статьи проходят двойное рецензирование.

Публикация в нашем журнале полностью бесплатна.

Структура статьи

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

В *списке литературы* (под заголовком «Литература») 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 22.03.20201 Печать цифровая
Формат 70×100 1/16 Печ. л. 8
Тираж 100 Заказ №

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

Signed to print 22.03.2021 Digital Printing
Format 70×100 1/16 P.s. 8
Edition 100 Order No

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