

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



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



ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

Problemy Arktiki i Antarktiki

Том 66, № 3, 2020

ARCTIC AND ANTARCTIC RESEARCH

Volume 66, No 3, 2020

Санкт-Петербург
2020
Saint Petersburg

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

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

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

Префикс DOI: 10.30758



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

СОСТАВ РЕДКОЛЛЕГИИ:

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

Заместители главного редактора:

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

Члены редколлегии:

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

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

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

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

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

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

Выданы Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций

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

Адрес редакции журнала «Проблемы Арктики и Антарктики»:

199397 Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38.

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

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт.

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

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

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

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

DOI-prefix: 10.30758



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

EDITORIAL BOARD:

Editor-in-Chief – Ivan E. Frolov

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

Deputy of the Editor-in-Chief:

Vladimir V. Ivanov, Dr. of Sci. (Geography), Moscow, Russia;

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

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

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

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

Members of the editorial board:

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

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

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

St. Petersburg, Russia;

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

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

Longyearbyen, Norway;

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

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

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

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

Moscow, Russia;

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

Petrozavodsk, Russia;

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

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

St. Petersburg, Russia;

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

Moscow, Russia;

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

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

St. Petersburg, Russia;

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

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

St. Petersburg, Russia;

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

Minsk, Belarus;

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

Andrey Yu. Proshutinsky, Dr. of Sci. (Geography), Woods Hole, USA;

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

St. Petersburg, Russia;

Vladimir F. Radionov, Cand. of Sci. (Geography),

St. Petersburg, Russia;

Dominique Raynaud, Prof. emer., Grenoble, France

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

St. Petersburg, Russia;

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

St. Petersburg, Russia;

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

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

Russia;

Jörn Tiede, Prof., Bremerhaven, Germany

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

Moscow, Russia;

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

St. Petersburg, Russia;

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

St. Petersburg, Russia;

Timo Vihma, Prof., Helsinki, Finland.

Executive Secretary – **Irina A. Alekhina**

Literary Editor – **Elena V. Minenko**

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

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

Contacts:

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

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

<https://www.aaresearch.science>

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

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



Наблюдаемое в последние десятилетия увеличение количества и нарастание интенсивности опасных природных явлений (шторма, смерчи, наводнения, засухи и пр.) связывают с происходящими изменениями планетарного климата. Эта проблема входит в число глобальных современных вызовов для человечества. Последствия климатических изменений оказывают нарастающее влияние на геополитику, коммерческую деятельность, государственное управление и национальную безопасность. С учетом этого особое внимание уделяется Арктическому региону, где темпы потепления более чем в два с половиной раза опережают среднепланетарные и сохранение этой тенденции, с высокой степенью вероятности, прогнозируется в текущем столетии.

Для России, крупнейшей арктической державы, возникновение новых угроз устойчивому развитию северных территорий: возрастание рисков ущерба от опасных гидрометеорологических и ледовых явлений, техногенных аварий и катастроф, загрязнения трудновосстанавливаемых арктических экосистем — представляет серьезную проблему, решение которой в значительной степени зависит от полноты и качества гидрометеорологической информации о состоянии природной среды Арктики и ее вероятных изменений в масштабе обозримой временной перспективы. Одним из наиболее эффективных путей получения такой информации является проведение высокоширотных комплексных экспедиций. Они имеют принципиально важное научное и практическое значение и полностью отвечают национальным интересам государства.

Богатейший опыт полярных экспедиций накоплен в Государственном научном центре (ГНЦ) РФ ААНИИ Росгидромета. В 1937 — 2013 гг. институт организовывал дрейфующие станции «Северный полюс», с 1941 по 1993 г. — высокоширотные воздушные экспедиции «Север», результаты работы которых составили основу современных знаний о природе Арктики. Большой интерес к проведению полярных экспедиций проявляют и за рубежом. Осенью 2020 г. завершается годовая международная экспедиция MOSAiC, организованная Институтом морских и полярных исследований им. Альфреда Вегенера (Германия) при участии научных институтов 19 стран, включая ГНЦ РФ ААНИИ.

В 2019 г. перед Росгидрометом Правительством РФ была поставлена задача реализации масштабного научно-технического проекта — комплексной научной экспедиции «Трансарктика-2019». Ее осуществление полностью соответствует положениям обновленной Стратегии развития морской деятельности Российской Федерации до 2030 года (утверждена распоряжением Правительства Российской Федерации от 30.08.2019 №1930-р) «Основные приоритеты развития морской деятельности Российской Федерации на долгосрочной основе» — в части «проведения регулярных научных экспедиционных исследований морской среды, ресурсов и пространств Мирового океана, Арктики и Антарктики с применением современных средств и технологий».

Целями экспедиции являлись:

- выполнение комплексных научных исследований в высокоширотной Арктике;
- возобновление государственного мониторинга состояния и загрязнения российских арктических морей;
- организация сезонной дрейфующей станции «Северный полюс»;



– отработка технологий и методов проведения научно-экспедиционных работ для последующего применения на строящейся на АО «Адмиралтейские верфи» в Санкт-Петербурге ледостойкой самодвижущейся платформе (ЛСП) «Северный полюс».

Экспедиция выполнялась четырьмя судами Росгидромета и включала четыре этапа, на каждом из которых проводились натурные междисциплинарные исследования природной среды Северного Ледовитого океана.

Первый этап экспедиции выполнялся с 26 февраля по 8 июня 2019 г. на НЭС «Академик Трёшников» под руководством ГНЦ РФ ААНИИ Росгидромета и с привлечением ученых из 14 российских и зарубежных научных организаций. В рамках этого этапа были проведены комплексные исследования в Баренцевом море и прилегающей части Арктического бассейна Северного Ледовитого океана. На специально подобранном ледяном поле была организована сезонная дрейфующая научно-исследовательская станция нового типа «Северный полюс-2019» в логистическом формате «судно — лед». Исследования проводились с борта судна, в ледовом лагере и на удаленных точках, куда ученые доставлялись вертолетами, базировавшимися на судне.

На втором этапе экспедиции (15 апреля — 14 мая 2019 г.) ФГБУ «Северное УГМС» Росгидромета на НЭС «Михаил Сомов» была реализована программа комплексного мониторинга состояния и загрязнения акваторий Баренцева и Белого морей.

Программа третьего этапа экспедиции (16 июля — 2 августа 2019 г.), также выполнявшегося под руководством ФГБУ «Северное УГМС» Росгидромета на НИС «Профессор Молчанов», предусматривала две основные задачи. Задача научно-исследовательских работ включала проведение комплексных экспедиционных исследований экосистем Баренцева, Белого и Печорского морей. Задачей образовательной (в рамках инновационного научно-образовательного проекта «Арктический плавучий университет» Росгидромета и Северного Арктического федерального университета) являлось обучение студентов российских вузов практическим навыкам экспедиционной деятельности.

На четвертом этапе экспедиции (25 июля — 23 октября 2019 г.) под руководством ФГБУ «ДВНИГМИ» на НИС «Профессор Мультиановский» учеными из 11 научно-исследовательских организаций, включая два немецких института, были проведены уникальные по географическому охвату работы по мониторингу состояния и загрязнения природной среды в условиях меняющегося климата всех окраинных арктических морей России (от Баренцева до Чукотского), а также масштабные геологические исследования в Восточно-Сибирском море.

В предлагаемом специальном выпуске журнала «Проблемы Арктики и Антарктики» представлены научные статьи, подготовленные по материалам, полученным на первом этапе экспедиции «Трансарктика-2019». Статьи охватывают широкий диапазон научных дисциплин, включая физическую океанографию, гидрохимию, исследования атмосферы, ледовые и геологические исследования.

И.Е. ФРОЛОВ, В.В. ИВАНОВ



An increase in the number and intensity of dangerous natural phenomena (storms, tornadoes, floods, droughts, etc.) observed in recent decades is associated with the ongoing changes in the Earth climate. This problem is one of the global modern challenges for the mankind. The effects of climate change are having an growing impact on geopolitics, business, governance and national security. With this in mind, special attention is paid to the Arctic region, where the rate of warming is more than two and a half times faster than the average one over the planet, and the continuation of this trend, with a high degree of probability, is predicted in the current century.

For Russia, the largest Arctic country, the emergence of new threats to the sustainable development of the northern territories, including: an increase in the risk of damage from dangerous hydrometeorological and ice phenomena, human-made accidents and disasters, pollution of fragile Arctic ecosystems is a serious challenge. The solution of this problem largely depends on comprehensiveness and quality of hydrometeorological information on the state of the Arctic environment and its probable changes in the foreseeable future. One of the most effective ways to obtain such information is to conduct high-latitude multidisciplinary research expeditions. Such endeavors are of fundamental scientific and practical importance and fully meet the national interests of the Russian Federation.

The great historical experience of polar expeditions has been accumulated at the State Scientific Center “Arctic and Antarctic research institute (AARI)” of Roshydromet. In 1937 — 2013 the institute organized drifting stations “North Pole”, from 1941 to 1993 — high-latitude air expeditions “North”. The outcome of these field studies provided the basis of modern knowledge about the Arctic environment. Other countries also show great interest in conducting polar expeditions. In the fall of 2020, the annual international MOSAiC expedition, organized by the Alfred Wegener Institute of Marine and Polar Research (AWI, Germany) will terminate. This expedition brought together scientists from 19 countries, including Russia, which was represented by AARI.

In 2019, the Russian Government set the task of implementing a large-scale scientific and technical project - a multidisciplinary scientific expedition “Transarktika-2019”. Its implementation fully complies with the provisions of the updated Strategy for the development of maritime activities of the Russian Federation until 2030: “Main priorities for the development of maritime activities of the Russian Federation on a long-term basis” — in terms of “conducting regular scientific expeditionary research of the marine environment, resources and areas of the World Ocean, the Arctic and Antarctic with the use of modern tools and technologies”. The objectives of the “Transarktika-2019” expedition were:

- to carry out multidisciplinary scientific research in the high-latitude Arctic Ocean;
- to restore monitoring studies of the environmental conditions and pollution in the Russian Arctic seas;
- to carry out the seasonal drifting station “North Pole”;



– to develop technologies and methods of scientific expedition work for subsequent use at the North Pole ice-resistant self-propelled platform (IRSPP), which is currently under construction at the Admiralty Shipyards in St. Petersburg. The expedition was carried out by four research vessels (R/V) of Roshydromet and included four stages, at each of which interdisciplinary field studies of the Arctic environment were fulfilled.

The first stage was conducted from February 26 till June 8, 2019 on the R/V “Akademik Tryoshnikov” under the guidance of the State Scientific Center AARI of Roshydromet and with the involvement of scientists from 14 Russian and foreign scientific institutes. Within this stage, interdisciplinary studies were carried out in the Barents Sea and the adjacent part of the Arctic Basin. On a specially selected ice field, a seasonal drifting research station of a new type was organized: the “North Pole-2019”, carried out in the “ship — ice” logistics. The research was carried out from the ship, in the ice camp and at remote points where the scientists were transported by helicopters based on the ship.

At the second stage (April 15 — May 14, 2019), the Federal State Budgetary Institution “Severnoe UGMS” of Roshydromet at the R/V “Mikhail Somov” implemented a program of integrated monitoring of the environmental conditions and pollution in the Barents and White Seas.

The program of the third stage of the “Transarktika-2019” (July 16 — August 2, 2019), also carried out under the direction of the Severnoye UGMS of Roshydromet on the R/V “Professor Molchanov”, envisaged two main tasks. The task of the research work included carrying out field studies of the ecosystems of the Barents, White and Pechora seas. The educational task (within the framework of the innovative scientific and educational project “Arctic Floating University” of Roshydromet and the Northern Arctic Federal University) was to train students of Russian universities in practical skills of marine expeditionary work.

At the fourth stage (July 25 — October 23, 2019) under the leadership of the FGBI “Far Eastern Research Institute of Hydrometeorological Research” on the R/V “Professor Multanovsky”, scientists from 11 research organizations, including two German institutes, carried out monitoring work. This cruise was unique in terms of geographic coverage: the ship route covered all Russian Siberian seas from the Chukchi Sea to the Barents Sea and back. The state and pollution of the natural environment under changing climate conditions were studied. During this stage the focused geological studies in the East Siberian Sea were also done.

The proposed special issue of the journal “Arctic and Antarctic Research” (*Problemy Arktiki i Antarktiki*) presents scientific papers prepared on the basis of materials obtained at the first stage of the expedition “Transarktika-2019”. The papers cover a wide range of scientific disciplines, including physical oceanography, hydrochemistry, atmospheric research, ice and geological research.

I.E. FROLOV, V.V. IVANOV

СОДЕРЖАНИЕ

ОКЕАНОЛОГИЯ

- V.V. Ivanov, I.E. Frolov, K.V. Filchuk.* Transformation of Atlantic Water in the north-eastern Barents Sea in winter (Трансформация атлантической воды в северо-восточной части Баренцева моря в зимний сезон) 246
- S. Buettner, V.V. Ivanov, H. Kassens, N.A. Kusse-Tiuz and the shipboard Science Team.* Distribution of suspended particulate matter in the Barents Sea in late winter 2019 (Распределение взвешенных частиц в Баренцевом море в конце зимы 2019 г.) 267
- К.В. Фильчук, А.Д. Тарасенко, Н.А. Куссе-Тюз, В.А. Меркулов.* Опыт организации океанографических наблюдений на базе ледового лагеря в период дрейфа экспериментальной станции «судно — лед» 279
- С.М. Ковалев, В.А. Бородин, Н.В. Колабутин, А.А. Ньюбом, Евг.В. Шиманчук, Ег.В. Шиманчук.* Основные физические и механические характеристики льда по результатам экспедиции «Трансарктика-2019» 293
- В.Н. Смирнов, С.М. Ковалев, А.А. Ньюбом, М.С. Знаменский.* Механика колебаний и волн во льдах Северного Ледовитого океана при явлениях сжатия и торошения 321
- В.М. Смоляницкий, А.Б. Тюряков, К.В. Фильчук, И.Е. Фролов.* Сравнительный анализ прямых измерений толщин льда и высот снега, наблюдений Cryosat-2 и численных оценок системы PIOMAS 337

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

- А.П. Макштас, Г.Н. Ильин, В.Ю. Быков, Е.А. Миллер, А.В. Троцкий, В.Ю. Кустов, И.И. Большакова, Д.Д. Ризе.* Опыт дистанционного температурно-влажностного зондирования атмосферы в период дрейфа НЭС «Академик Трешников» 349
- Б.В. Иванов, А.В. Уразгильдеева, А.Н. Парамзин, С.С. Сыроветкин, Д.В. Драбенко.* Особенности турбулентного теплообмена вблизи восторженных участков морского льда 364

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

- А.А. Крылов, С.А. Малышев, В.А. Богин, В.Ю. Захаров, Е.А. Гусев, А.С. Макаров.* Особенности распределения псефитового материала в верхнечетвертичных отложениях северной части Баренцева моря 381

CONTENTS

OCEANOLOGY

- V.V. Ivanov, I.E. Frolov, K.V. Filchuk.* Transformation of Atlantic Water in the north-eastern Barents Sea in winter (in English)..... 246
- S. Buettner, V.V. Ivanov, H. Kassens, N.A. Kusse-Tiuz and the shipboard Science Team.* Distribution of suspended particulate matter in the Barents Sea in late winter 2019 (in English) 267
- K.V. Filchuk, A.D. Tarasenko, N.A. Kusse-Tiuz, V.A. Merkulov.* The experience of oceanographic observations in the ice camp during the drift of the experimental station “vessel — ice”..... 279
- S.M. Kovalev, V.A. Borodkin, N.V. Kolabutin, A.A. Nubom, Ev.V. Shimanchuk, Eg.V. Shimanchuk.* Basic physical and mechanical characteristics of ice based on the results of the expedition “Transarktika-2019” 293
- V.N. Smirnov, S.M. Kovalev, A.A. Nubom, M.S. Znamenskiy.* Mechanics of oscillations and waves in the ice of the Arctic ocean during compression and ridging..... 321
- V.M. Smolyanitsky, A.B. Turyakov, K.V. Filchuk, I.E. Frolov.* Comparison of direct measurements of sea ice thickness and snow height, CryoSat-2 observations and PIOMAS numerical estimates..... 337

ATMOSPHERE AND HYDROSPHERE PHYSICS

- A.P. Makshtas, G.N. Il'in, V.Yu. Bykov, E.A. Miller, A.V. Troitsky, V.Yu. Kustov, I.I. Bolshakova, D.D. Rize.* The experience of remote temperature-water content sounding of atmosphere during drift of R/V “Akademik Tryoshnikov” 349
- B.V. Ivanov, A.V. Urazgildeeva, A.N. Paramzin, S.S. Sirovetkin, D.V. Drabenko.* Turbulent heat exchange characteristics in sea ice ridges areas..... 364

GEOLOGY AND GEOPHYSICS

- A.A. Krylov, S.A. Malyshev, V.A. Bogin, V.Yu. Zakharov, E.A. Gusev, A.S. Makarov.* Features of the coarse clasts (pschites) distribution in the Upper Quaternary sediments of the northern Barents Sea..... 381

ОКЕАНОЛОГИЯ
OCEANOLOGY

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-246-266>

УДК 551.465



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

TRANSFORMATION OF ATLANTIC WATER
IN THE NORTH-EASTERN BARENTS SEA IN WINTERVLADIMIR V. IVANOV^{1,2*}, IVAN E. FROLOV², KIRILL V. FILCHUK²¹ — Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia² — State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

*vladimir.ivanov@aari.ru

Summary

Hydrographic observations, carried out in March-May, 2019 during “Transarktika-2019” expedition onboard R/V “Akademik Tryoshnikov” allowed studying mechanisms of Atlantic Water (AW) transformation in the Barents Sea. Although this research topic is rather traditional for oceanographic studies, there are still a number of questions, which require clarification. Among these is a deeper understanding of the AW transformation in specific regions in cold season, when the coverage by observations is scarce. In this study we performed temperature and salinity (TS) analysis of conductivity — temperature — depth (CTD) data, collected in the north-eastern “corner” of the Barents Sea — this is the area with difficult access in winter due to high concentration of pack ice. The results allowed identification of areas along the pathways of AW branches, where various types of open sea convection and cascading acted as dominant processes of AW properties change. We distinguish several driving mechanisms controlling modification of the waters of Atlantic origin. An advantage of winter measurements is that the active stage of AW transformation mechanisms is explicitly observed at the consecutive CTD sections.

Keywords: Arctic Ocean, Atlantic Water, Barents Sea, cascading, field observations, open sea convection, sea ice, TS-analysis.

For Citation: Ivanov V.V., Frolov I.E., Filchuk K.V. Transformation of Atlantic Water in the north-eastern Barents Sea in winter. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (3): 246–266. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-246-266>.

Received 25.07.2020

Revised 25.08.2020

Accepted 27.08.2020

ТРАНСФОРМАЦИЯ АТЛАНТИЧЕСКОЙ ВОДЫ
В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ
В ЗИМНИЙ СЕЗОНВ.В. ИВАНОВ^{1,2*}, И.Е. ФРОЛОВ², К.В. ФИЛЬЧУК²¹ — Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия² — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

*vladimir.ivanov@aari.ru

Резюме

Гидрологические наблюдения, выполненные в марте–мае 2019 г. во время экспедиции «Трансарктика-2019» на борту НЭС «Академик Трёшников», позволили изучить механизмы трансформации Атлантической воды (АВ) в Баренцевом море. Хотя эта тема является довольно традиционной при изучении океанографии Баренцева моря, сохраняется ряд вопросов, которые требуют прояснения. Среди этих вопросов можно выделить более глубокое понимание процессов трансформации АВ в определенных районах моря в холодное время года, когда количество натурных наблюдений ограничено. В данном исследовании был проведен *TS*-анализ гидрологических профилей, выполненных в северо-восточном регионе Баренцева моря — области, в которой зимние полевые исследования затруднены из-за сложных ледовых условий. Полученные результаты позволили определить зоны, расположенные вдоль ветвей распространения АВ, где различные типы вертикальной конвекции и каскадинга являются доминирующими механизмами, обеспечивающими трансформацию АВ по мере их движения. По результатам анализа было выделено несколько характерных механизмов трансформации. Преимущество использованных в данной работе зимних измерений заключается в том, что активная стадия механизмов трансформации явно прослеживается в данных наблюдений на последовательных гидрологических разрезах.

Ключевые слова: Атлантическая вода, Баренцево море, вертикальная конвекция в океане, каскадинг, морской лед, полевые наблюдения, Северный Ледовитый океан, *TS*-анализ.

Для цитирования: *Ivanov V.V., Frolov I.E., Filchuk K.V. Transformation of Atlantic Water in the north-eastern Barents Sea in winter // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. №. 3. С. 246—266. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-246-266>.*

Поступила 25.07.2020

После переработки 25.08.2020

Принята 27.08.2020

INTRODUCTION

The Barents Sea occupies a special niche among the Arctic Ocean (AO) shelf seas, due to its marginal location between the AO deep interior and the Nordic Seas. Prevailing direction of zonal atmospheric transport in mid-latitudes of the Northern hemisphere - from west to east, places the Barents Sea on the pathway of cyclones and ocean currents that carry heat and moisture/salt to the AO. This feature makes the Barents Sea very sensitive part of the AO, quickly responding to atmospheric and oceanic “signals” coming from mid-latitudes. On the other hand, hydrological and ice conditions in the Barents Sea play significant role in the formation of feedbacks between the North Atlantic Ocean and the Arctic Ocean, and affecting the climate of the Eurasian continent [1].

Large-scale advection of warm and salt water from the North Atlantic Ocean is the main external source of heat and salt for the AO [2]. An increase in the amount of ocean heat entering the Barents Sea from mid-latitudes in 2000s caused significant decrease in the winter ice area in the Barents Sea [3]. Recent studies indicate that the most dramatic changes in the 2010s occurred in the northern Barents Sea [4]. The observed warming is primarily associated with atmospheric thermodynamic forcing, which gradually affect most of the water column. Noticeable increase in temperature and salinity in this area has been observed since the mid-2000s. Another hypothetical mechanism of the observed changes is associated with general decrease of sea ice volume in the Arctic Ocean [5]. Decrease in ice import to the Barents Sea and subsequent salinization leads to weakening of density stratification, intensification of vertical mixing and an increase of heat and salt supply from the deep to the surface water layer. The ultimate outcome of such changes is a further reduction of sea ice, i.e. implementation of positive feedback, defined as

“atlantification” [3, 6]. Due to the fact that the Barents Sea is a relatively shallow basin (the average depth of the sea is 230 m), atlantification is progressing here much faster than in the neighboring deep Nansen Basin. Thus, the scenario, that hydrological regime in the northern part of the Barents Sea may completely transform in the coming years to sub-Arctic type, a characteristic feature of which is almost year-round absence of ice cover [5], should be considered as a rather realistic one.

Despite the large number of instrumental observations carried out in the Barents Sea in the past, the coverage by observations is very uneven. Most of the field data were collected in the permanently ice-free western and central parts of the sea [7], while the northern and north-eastern parts appeared to be understudied, especially in the winter season. On the other hand, as will be shown in the next section, processes in the northern and northeastern parts of the sea are of high theoretical and practical importance, because of vigorous water masses transformation within this area. End products of this transformation spread over different water layers in the deep Arctic Ocean, affecting thermohaline and hydrochemical structure of the water column.

The paper consists of five sections, including this one. The present knowledge on the role of Atlantic water in the formation of the hydrological regime of the north-eastern part of the Barents Sea is briefly summarized in the next section. The study is based on the unique field data, obtained in late winter and spring 2019 in the Barents Sea during the “Transarktika-2019” expedition (1st leg). The data and methods, used for analysis are briefly described in section 3. Results of the analysis are presented in section 4. Results are discussed and summarized in the final section.

THE ROLE OF ATLANTIC WATER IN THE FORMATION OF THE HYDROLOGICAL REGIME OF THE NORTH-EASTERN BARENTS SEA

To give an overview on how the waters coming from the North Atlantic may affect the hydrological regime of the north-eastern part of the Barents Sea, we briefly describe their pathways to the study area. After crossing the Faroe-Icelandic Ridge, the continuation of the North Atlantic Current — the Norwegian Current follows to the north-north-east along the coast of Norway. In the northwestern part of the Norwegian Sea, the stream is divided into the West Spitsbergen Current, which flows into the AO through the Fram Strait, and the North Cape (Nordkapp) Current, which enters in three branches the Barents Sea between Medvezhy Island (Bjørnøya) and the Scandinavian Peninsula.

In the marginal ice zone north and northeast of Spitsbergen (Svalbard), an upper part of the Atlantic water (AW) layer is cooled and freshened through interaction with the atmosphere and ice cover [8]. The deep part of the AW layer, which is commonly referred as the Fram Strait branch of the Atlantic water (FAW), preserves above-zero temperature and high salinity (~34.9 — 35.2). FAW and the transformed upper layer are carried by the boundary current eastwards, along the continental slope of Eurasia. These waters reach the Barents Sea, entering from the north, through Victoria and Franz-Victoria channels between Svalbard and Franz Josef Land (FJL) archipelagos [9], and from the northeast, through St. Anna Trough in the northern part of the Kara Sea and the strait between FJL and Novaya Zemlya [10].

Atlantic water entering the Barents Sea from the west with the North Cape current - the so-called Barents Sea Atlantic Water (BAW), is strongly cooled down to the seafloor in the winter season. This is traditionally explained by the fact that winter convection often reaches the bottom in a relatively shallow Barents Sea [11].

The main outflow of BAW from the Barents Sea occurs in the Kara Sea through the strait between the Novaya Zemlya and the FJL archipelago. In the Kara Sea BAW moves north along the eastern slope of the St. Anna Trough, finally reaching the deep AO interior [10, 12].

Intensive mixing, leading to formation of new water masses take place in the FAW and BAW contact zones in the northeastern region of the Barents Sea. In particular, this refers to the Shelf Atlantic water (SAW) recently recognized as a distinct water body [13]. Formation of SAW occurs in a marginal ice zone in the northern part of the Barents Sea in summer season in similar manner as north-east of Spitsbergen. The upper part of the Atlantic Water layer cools and freshens, forming a thin quasi-homogeneous layer. Winter convection deepens this layer. However, low density at the surface (due to reduced salinity) prevents convection from penetrating below the underlying pycnocline. As a result, cooled and freshened water mass is formed within the 0 — 100 m top layer. Due to the prevailing wind regime and constrains from the bottom topography SAW moves through the strait between FJL and Novaya Zemlya. In the Kara Sea SAW follows along the eastern slope of the St. Anna Trough and finally enters the Nansen Basin [13]. After reaching its density level (at 150 — 250 m) SAW is transported by the boundary current generally eastwards [13]. Mixing of BAW with cold dense waters, produced in winter on shallow banks and on the western shelf of Novaya Zemlya, creates bottom waters of the Barents Sea [14]. It is assumed that, depending on external conditions (atmospheric forcing, ice concentration, thermohaline parameters of BAW), the density of bottom waters of the Barents Sea can reach extreme values exceeding the density of deep waters in the AO [15].

DATA AND METHODS

The field data, used in this study, were collected during “Transarktika-2019” research cruise onboard R/V “Akademik Tryoshnikov” in March — May, 2020. The cruise narrative is described in [16]. *In situ* measurements of temperature and electrical conductivity of sea water at vertical sections were used in this study. The measurements were carried out while the ship was in drift using the CTD 911 device, manufactured by SeaBird Electronics Inc. (USA). Temperature and conductivity sensors at the time of the measurements had calibration certificates and after the expedition was completed, the sensors passed standard calibration in a certified company. The accuracy of the measurements of electrical conductivity and temperature was 0.0005 S/m and 0.005 °C, respectively. Location of oceanographic sections and stations, used in this study, is shown in Figure 1. To quantify the transformation of water masses, the traditional *TS* diagram analysis was used [17].

RESULTS

The Atlantic water entering from the Norwegian Sea loose about 80 % of its heat content on the entrance to the northern Kara Sea [10]. However, how and where this happens is still a matter of debates. Traditionally, the main processes are assumed to be deep convection through warm Atlantic water layer and cascading of dense water from shallow shelf and banks to the neighbouring deeper basins [18]. However, relative contribution of these processes is not clear. Sections I — III (see Fig. 1) allow tracking of changes in vertical thermohaline structure of BAW from the central Barents Sea to the north-eastern boundary of the Kara Sea. Changes in FAW, entering from the Kara Sea and Nansen Basin, are studied through comparison of sections III — VI (Fig. 1).

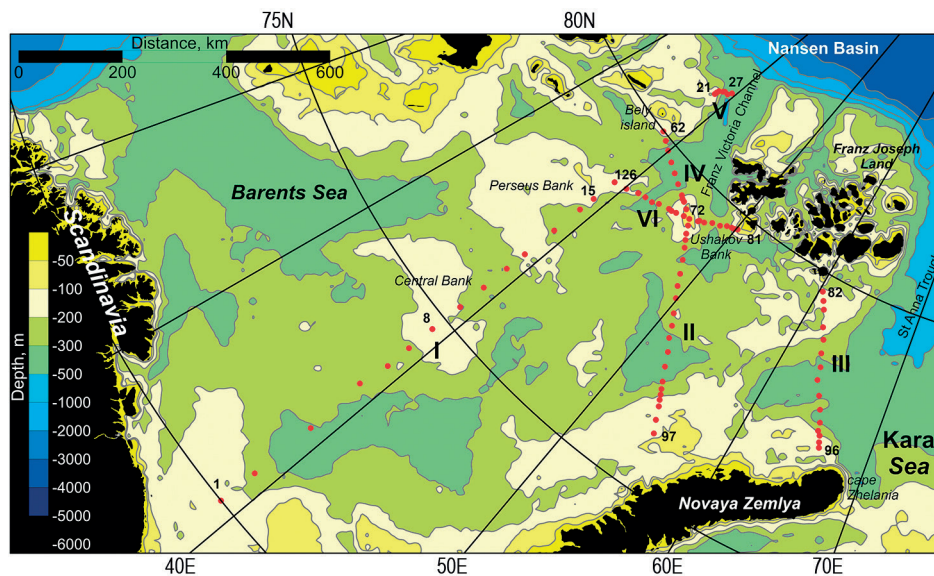


Fig. 1. Location of CTD sections occupied during the expedition “Transarktika-2019” (1st leg) in March — May, 2019 used in this study. CTD stations are shown by red dots. Roman numerals denote sequential number of specific sections. Arabian numerals denote boundary CTD stations at each section. Bathymetry of the Barents Sea is shown by colour and contours [19].

Рис. 1. Пространственное положение гидрологических разрезов в экспедиции «Трансарктика-2019» (1-й этап) в марте — мае 2019 года, использованных в данном исследовании. Гидрологические станции обозначены красными точками. Римскими цифрами показаны номера последовательных разрезов. Арабские цифры обозначают граничные CTD-станции на каждом разрезе. Рельеф дна Баренцева моря показан цветными контурами [19].

Barents Sea branch of Atlantic Water transformation

The warmest and freshened core of BAW ($T = 3.87\text{ }^{\circ}\text{C}$, $S = 34.74\text{ PSU}$) at a depth of 100 m is located at the southern border of the Section-I over the flank of the Central Basin (Fig. 2). Almost uniform water column ($T = 0.25\text{ }^{\circ}\text{C}$, $S = 34.94\text{ PSU}$), which may be attributed to the central branch of the North Cape current, is observed to the north of the warm core. Vertical homogeneity at stations 5 — 7 indicates an active stage of thermal convective mixing reaching the seabed. Thermal convection does not change mean salinity, but evenly redistributes salt within the water layer, affected by convective mixing. This explains high salinity through the entire water column. Minimum temperature ($-1.12\text{ }^{\circ}\text{C}$) and the highest potential density (1028.11 kg/m^3) are present over the top of the Central Bank, indicating the localised zone of dense water formation due to topographic control mechanism [16, 20]. Another local core of BAW with maximum temperature $1.15\text{ }^{\circ}\text{C}$ and salinity 34.93 PSU at 50 m depth above the bottom is observed in the trench between the Central Bank and the Perseus Bank. This core represents the northern branch of the North Cape current. Warm core is separated from the sea surface by relatively cold and fresh upper mixed layer. Sharp gradients of temperature and salinity at the base of the upper mixed layer represents the depth of convection (75 m). However, very weak density stratification at stations 9 and 10 down to greater depth points out that convective mixing in this region was still active during the survey.

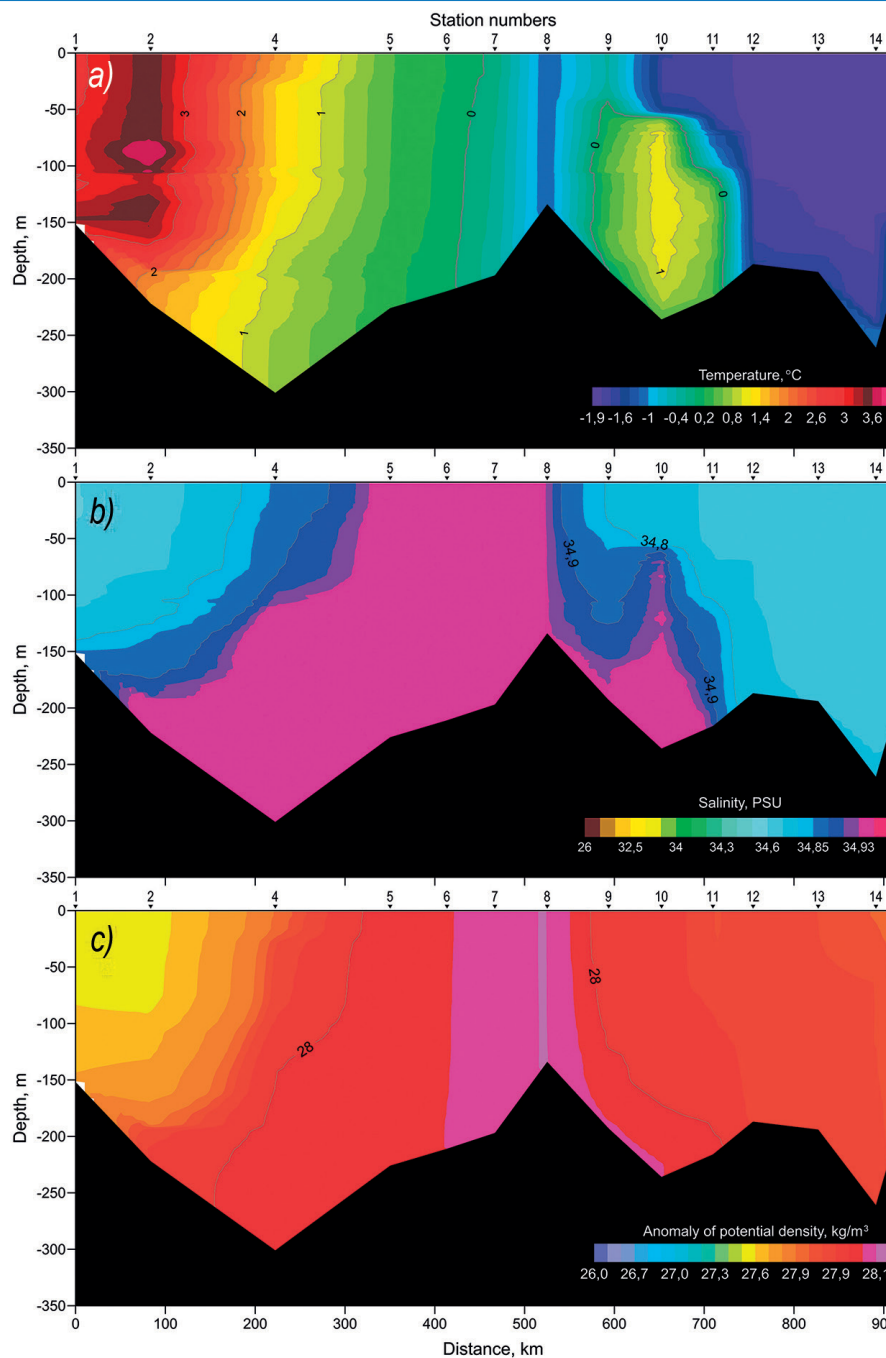


Fig. 2. Vertical distribution of temperature, °C (a), salinity, PSU (b) and anomaly of potential density, kg/m³ relative to 1000 kg/m³ (c) at Section-I

Рис. 2. Вертикальное распределение температуры, °C (a), солёности, ЕПС (b) и аномалии потенциальной плотности, кг/м³ относительно 1000 кг/м³ (c) на разрезе-I.

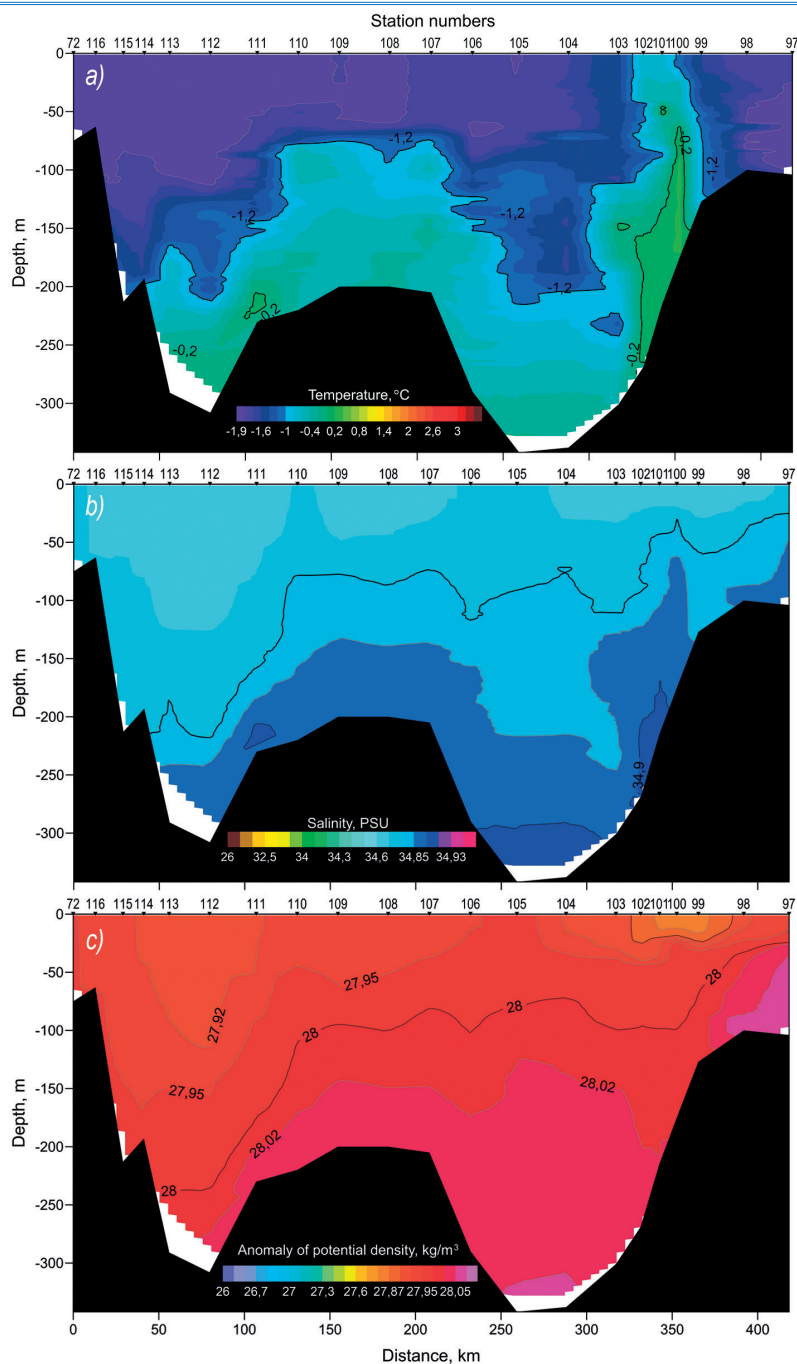


Fig. 3. Vertical distribution of temperature, °C (a), salinity, PSU (b) and anomaly of potential density, kg/m³ relative to 1000 kg/m³ (c) at Section-II

Рис. 3. Вертикальное распределение температуры, °C (a), солёности, ЕПС (b) и аномалии потенциальной плотности, кг/м³ относительно 1000 кг/м³ (c) на разрезе-II

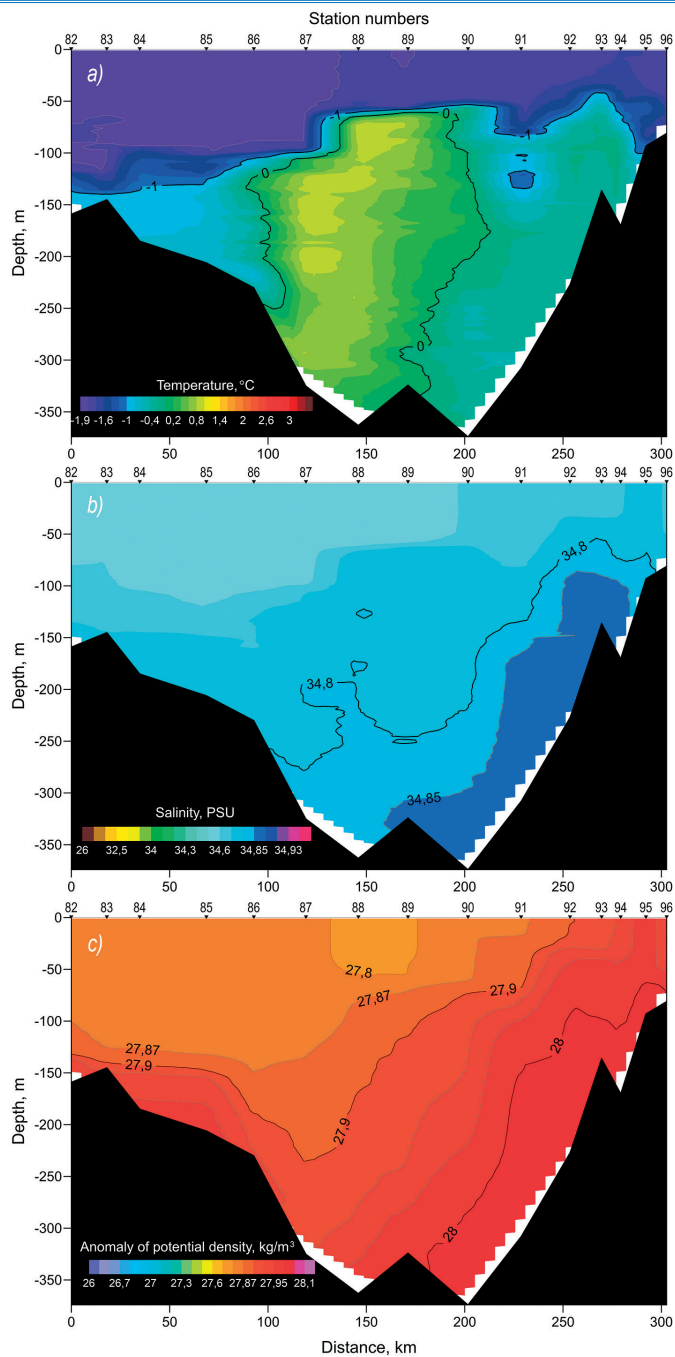


Fig. 4. Vertical distribution of temperature, °C (a), salinity, PSU (b) and anomaly of potential density, kg/m³ relative to 1000 kg/m³ (c) at Section-III

Рис. 4. Вертикальное распределение температуры, °C (a), солёности, ЕПС (b) и аномалии потенциальной плотности, кг/м³ относительно 1000 кг/м³ (c) на разрезе-III

Vertical distribution of thermohaline properties at Section-II (Fig. 3) demonstrate two cores of warm water near the seabed. The narrow eastern core (stations 100—102) is located over the steep bottom slope and presumably represents the end product of mixing of BAW branches with shelf-origin dense waters. Sharp density gradient at 50 m over the slope excludes the possibility of deep reaching vertical convection. From the other hand, potential density in the cold-water pool, sitting on shelf (stations 97, 98), is about the same as potential density at the base of the slope. The warm core (0.25 °C) is located over the bottom slope near the seabed. Salinity in the warm core (34.90 PSU) is

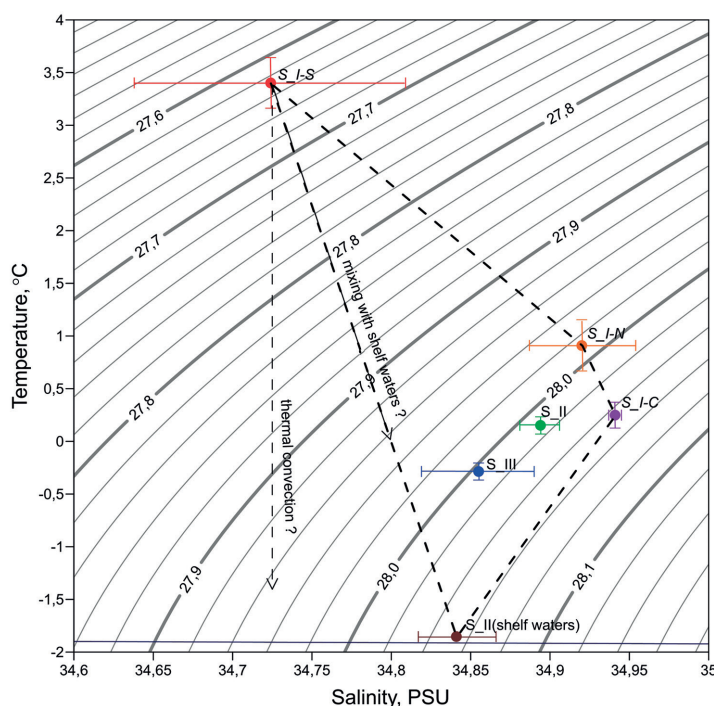


Fig. 5. TS-diagram, illustrating transformation of BAW between sections I — III. Color dots show mean temperature and salinity in the BAW core at sequential sections: red (section-I, southern BAW branch (S_I-S)); magenta (section-I, central BAW branch (S_I-C)); orange (section-I, northern BAW branch (S_I-N)); green (section-II (S_II)); blue (section-III (S_III)); brown (section-II, (S_II shelf waters)). The range of spatial variation in each point is shown by horizontal and vertical lines, which represent sample standard deviation (SSD). Navy-blue line shows freezing point temperature. Dashed lines show possible trajectories of BAW transformation between sections (see explanation in the text).

Рис. 5. TS-диаграмма, иллюстрирующая трансформацию БАВ между разрезами I — III. Цветные точки показывают среднюю температуру и соленость в ядре БАВ на последовательных разрезах: красный (разрез-I, южная ветвь БАВ (S_I-S)); пурпурный (разрез-I, центральная ветвь БАВ (S_I-C)); оранжевый (разрез-I, северная ветвь БАВ (S_I-N)); зеленый (разрез-II (S_II)); синий (разрез-III (S_III)); коричневый (разрез-II, (S_II шельфовые воды)). Диапазон пространственных изменений в каждой точке ограничен горизонтальными и вертикальными линиями, которые показывают среднее квадратическое отклонение (СКО). Темно-синяя линия обозначает температуру замерзания. Пунктирные линии показывают возможные траектории трансформации БАВ между разрезами (см. объяснение в тексте)

substantially higher, than salinity in the southern branch, but slightly lower than salinity in the central and northern branches at Section-I. Mean salinity in the shelf waters at Section-II (34.84 PSU) is lower than salinity in the warm core.

At the Section-III the BAW also occupies the bottom slope of Novaya Zemlya (at stations 90 — 95). Thermohaline properties at this section are within the typical limits of BAW ($-0.25... -0.5$ °C, 34.86 — 34.88 PSU), known from earlier studies [18, 21, 22]. High potential density over the slope reaching the sea surface at station 95 points out that shelf convection and cascading may also contribute to the additional cooling of BAW in this region [20]. It should be noted, that the observed vertical distribution with sloping isopycnals also points out on strong baroclinic component of current in the upper water layer, directed. to the south-west, i.e. opposite to the general BAW propagation.

Described spatial changes of thermohaline characteristics of BAW between sections I, II, and III are illustrated in the TS diagram (Fig. 5). Specific color dots correspond to mean temperature and salinity in the BAW core at sequential sections, while brown dot shows mean properties of shelf waters at Section-II. The range of spatial variation in each point is shown by horizontal and vertical lines, which represent sample standard deviation (SSD). Thermohaline properties of BAW at sections II and III fall inside the polygon (limited by thick dashed line) with apexes in 4 points representing mean properties at Section-I and in the point, representing shelf waters at Section-II. This means that mixing of these source waters may theoretically produce end products, which represent BAW properties at sections II and III. However, very low potential density in the southern branch of BAW at Section-I (1027.62) requires at least strong cooling of this water on its pathway to the Section-II. This hypothetical temperature decrease, which is shown in Fig. 4 by thin dashed line, can be caused by progressing heat loss at the surface and thermal convection. Another possible option is mixing with shelf-origin dense water, which form over Novaya Zemlya shelf to the south of Section-II [14]. It is important to stress, that without some sort of preconditioning, admixture of waters from the southern branch in the BAW core at Section-II would not be possible due to large difference in potential density. From the other hand, without addition of some portion of waters from the southern branch, the observed BAW properties at sections II and III would not be reached.

Fram Strait branch of Atlantic Water transformation in the north-eastern region

The FAW flow, which enters the Barents Sea from the Kara Sea is distinguished at Section-III by positive temperature from the bottom to 75 meters between stations 87 and 90 (see Fig. 4a). Maximal temperature (0.92 °C) is observed at the depth 150 m, while salinity maximum (34.84 PSU) is located near the bottom (see Fig 4b). Vertically uniform potential density in the upper 100 m at stations 82 — 87 (see Fig. 4c) point out on convective mixing down to this depth, probably confirming formation of Shelf Atlantic Water (SAW) in this area [13].

According to summer measurements [23], the route of FAW from the Kara Sea crosses the northern part of Section-IV (between Ushakov island and southern shelf of Franz Joseph Land), and presumably, the northern part of Section-II (see Fig. 1). At the northern part of Section-IV relatively warm water (over -1 °C) occupies thin (50 — 75 m) bottom layer (see Fig. 6a). The most part of the water column (from the sea surface to 150 — 200 m) is filled with cold water with temperature slightly above the freezing point. Elevated salinity (34.75 — 34.78 PSU, see Fig. 6b) and maximal density

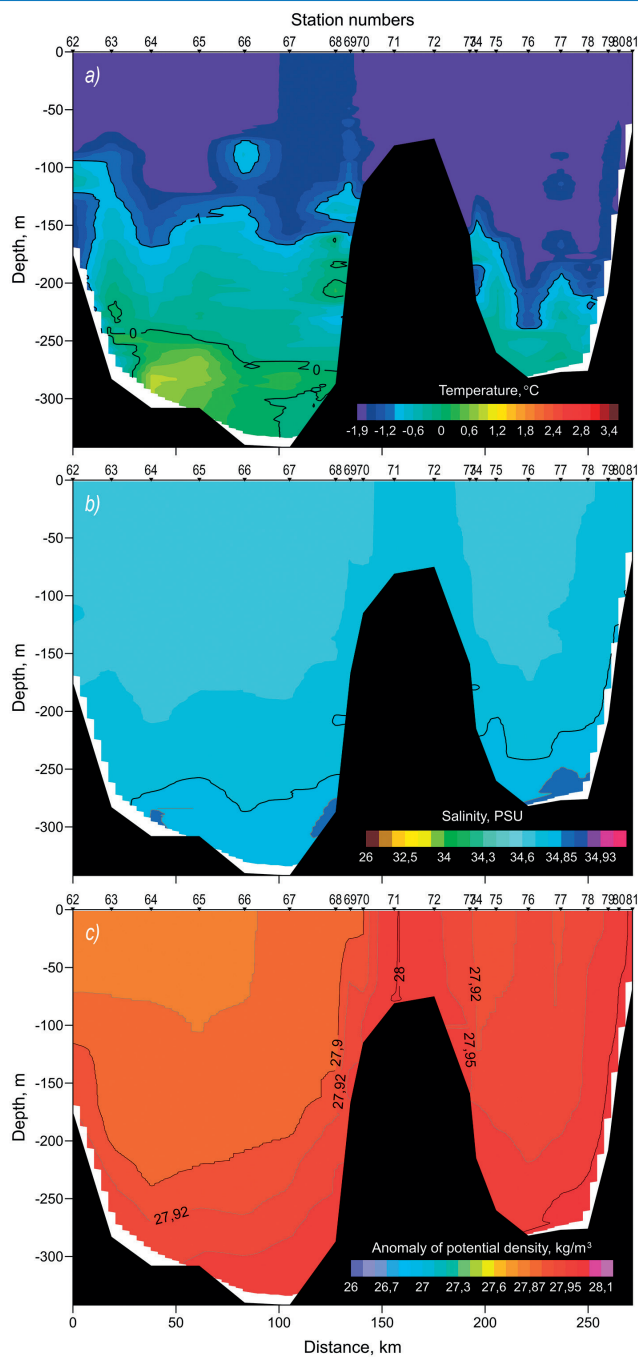


Fig. 6. Vertical distribution of temperature, °C (a), salinity, PSU (b) and anomaly of potential density, kg/m³ relative to 1000 kg/m³ (c) at Section-IV

Рис. 6. Вертикальное распределение температуры, °C (a), солёности, ЕПС (b) и аномалии потенциальной плотности, кг/м³ относительно 1000 кг/м³ (c) на разрезе-IV

(1028.00 kg/m³, see Fig 6c) is observed at the top of Ushakov bank (stations 71, 72) and over the shallow shelf (station 81). Described distribution of thermohaline properties at deep stations (75 — 78) points out that on the way between Section-III and Section-IV vertical convection penetrated through the warm core of FAW, and substantially reduced water temperature in the entire water column. Lower salinity at stations 75 — 78 (except thin bottom layer), compared with the salinity in the FAW core at Section-III, indicates that thermal forcing was the major driver of convection. Cascading of dense water from Ushakov Bank and from the shallow shelf of Franz Joseph Land, which is distinguished by sloping isopycnals, is a secondary mechanism, which contributes to modification of the deepest part of FAW at Section-IV.

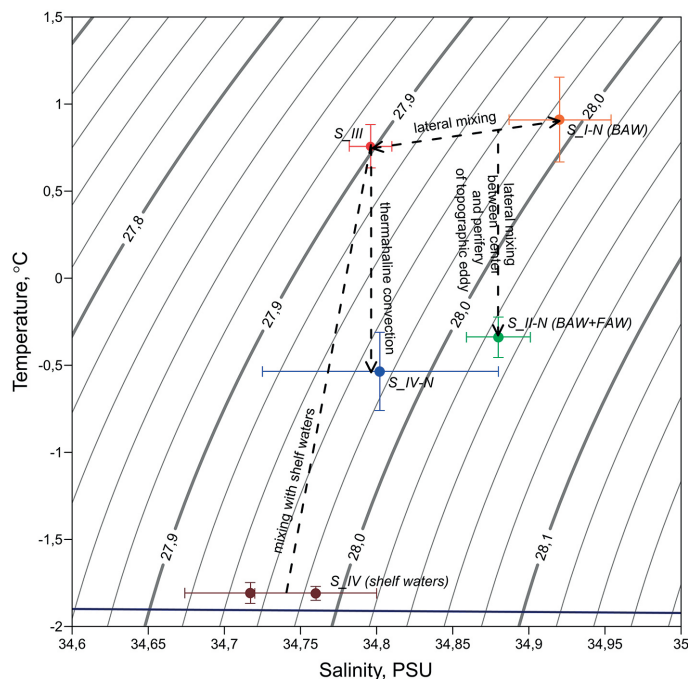


Fig. 7. TS-diagram, illustrating transformation of FAW, entering from the Kara Sea, between sections III, IV and II. Color dots show mean temperature and salinity in the FAW and BAW cores at sequential sections: red (section-III, FAW (S_III)); orange (section-I, northern BAW branch (S_I-N)); green (section-II, FAW+BAW (S_II-N)); blue (section-IV northern part, FAW (S_IV-N)); brown (section-IV, (S_IV shelf waters)). The range of spatial variation in each point is shown by horizontal and vertical lines, which represent sample standard deviation (SSD). Navy-blue line shows freezing point temperature. Dashed lines show possible trajectories of FAW transformation between sections (see explanation in the text)

Рис. 7. TS-диаграмма, иллюстрирующая трансформацию ФАВ, поступающей из Карского моря, между разрезами III, IV и II. Цветные точки показывают среднюю температуру и соленость в ядрах ФАВ и БАВ на последовательных разрезах: красный (разрез-III, ФАВ (S_III)); оранжевый (разрез-I, северная ветвь БАВ (S_I-N)); зеленый (разрез-II, ФАВ+БАВ (S_II-N)); синий (разрез-IV северный сегмент (S_IV-N)); коричневый (разрез IV, (S_IV шельфовые воды)). Диапазон пространственных изменений в каждой точке ограничен горизонтальными и вертикальными линиями, которые показывают среднее квадратическое отклонение (СКО). Темно-синяя линия обозначает температуру замерзания. Пунктирные линии показывают возможные траектории трансформации БАВ между разрезами (см. объяснение в тексте)

In the central part of Section-II there is wide area in between stations 106 and 111 with relatively warm (over -1°C) and salty ($34.81 - 34.88$ PSU) water from 75 m to the top of the bank at 200 m depth. Taking into account the present knowledge on the FAW and BAW possible pathways in this region of the Barents Sea [23], it can be anticipated that the observed distribution of thermohaline properties forms as a result of lateral mixing of the northern branch of BAW (see previous subsection) and FAW branch, which deviates to the south. The “dome” of warm and salty waters over the top of the bank probably indicates closed circulation (topographic eddy), formed by FAW and BAW branches. This local circulation causes ascent of water over the center of the bank and descent at its periphery. This hypothesis corroborates by deep reaching (200 m) “cones” of cold and relatively fresh water at stations 105 and 112, which reach substantially deeper than the marginal level of free gravitational convection.

Described transformation of FAW in the north-eastern Barents Sea is schematically shown at *TS*-diagram (Fig. 7). Thermohaline properties are shown in the same manner as on Fig. 4, where different colors represent specific water masses at sequential sections. Change of water properties between Section-III and the northern part of Section-IV is illustrated by two dash lines, representing thermal convection and mixing with shelf origin dense waters. Lateral mixing of FAW with the northern branch of BAW and further cooling of this product due to mixing with cold waters, descending at the periphery of topographic eddy, is shown by “T-shaped” dash lines.

Transformation of the Fram Strait branch of Atlantic Water entering through Franz-Victoria channel

“Initial” thermohaline properties of FAW entering the Barents Sea through Franz-Victoria channel were taken at Section-V, close to the deep “mouth” of the channel at the Eurasian continental slope (see Fig. 1). The branch of FAW, which separates from

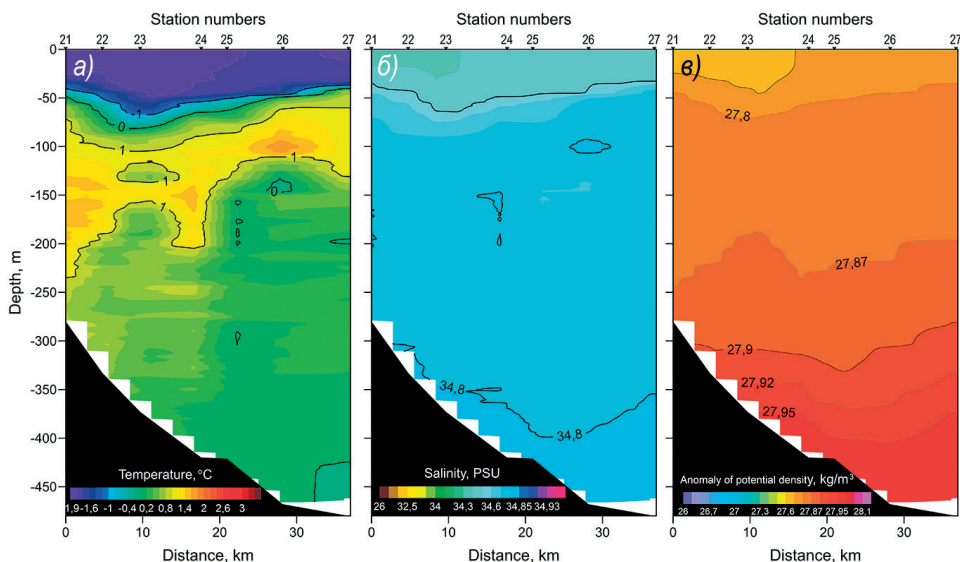


Fig. 8. Vertical distribution of temperature, $^{\circ}\text{C}$ (a), salinity, PSU (b) and anomaly of potential density, kg/m^3 relative to 1000 kg/m^3 (c) at Section-V

Рис. 8. Вертикальное распределение температур $^{\circ}\text{C}$ (a), солености, ЕПС (b) и аномалии потенциальной плотности, кг/м^3 относительно 1000 кг/м^3 (c) на разрезе-V

the general eastward flow in the Eurasian Basin and enters Franz-Victoria channel is identified by temperature maximum (1.53 °C) at 150 m depth over the eastern flank of the channel (Fig. 8). Moving to the south along the eastern flank of the channel, part of this water makes cyclonic loop, returns to the Nansen Basin and finally merges with the main flow [24]. Another part of this water continues to the south and penetrates in the northern Barents Sea [25]. Traces of this water are identified by local temperature maximums (0.25 — 0.75 °C) and elevated salinity (34.80 — 34.85 PSU) near the seabed at sections IV (Fig. 6) and VI (Fig. 9).

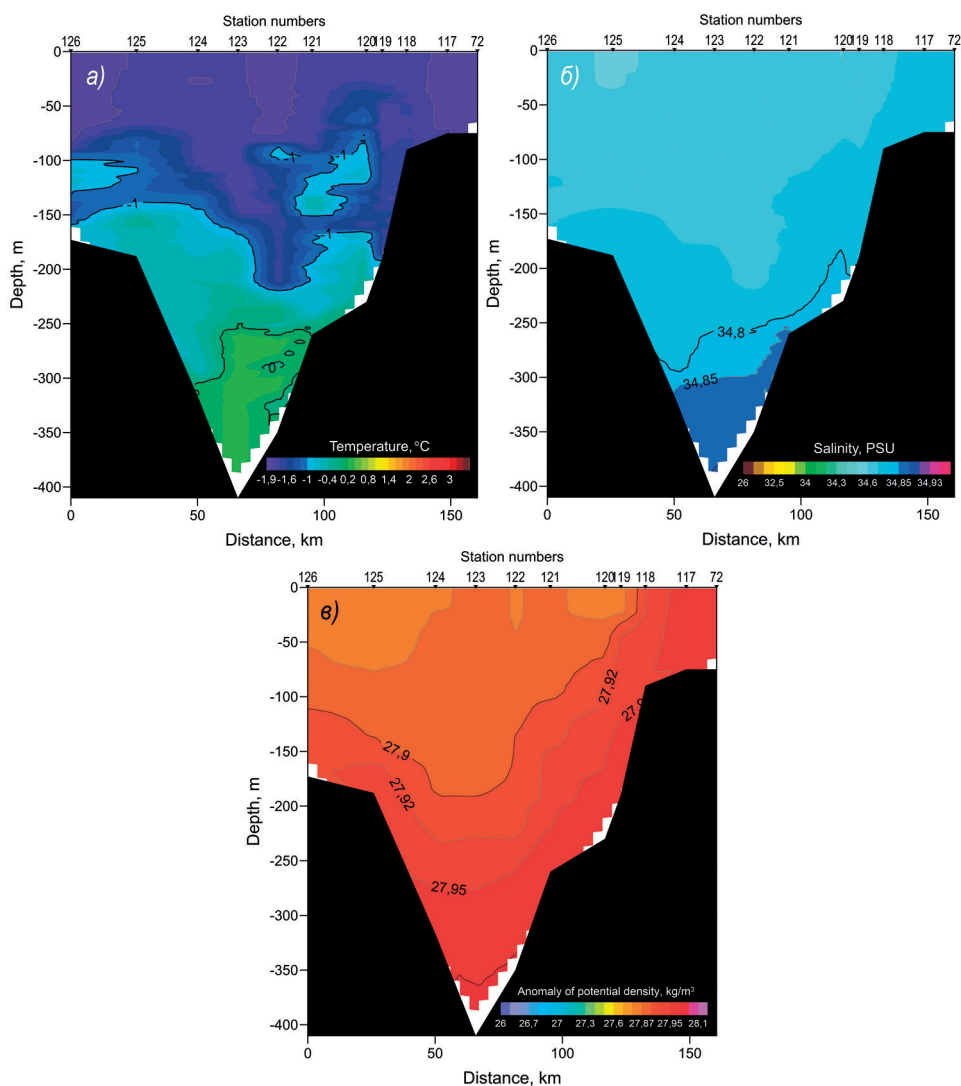


Fig. 9. Vertical distribution of temperature, °C (a), salinity, PSU (b) and anomaly of potential density, kg/m³ relative to 1000 kg/m³ (c) at Section-VI

Рис. 9. Вертикальное распределение температуры, °C (a), солёности, ЕПС (b) и аномалии потенциальной плотности, кг/м³ относительно 1000 кг/м³ (c) на разрезе-VI

Transformation of the FAW, entering through Franz-Victoria channel, is shown at the *TS*-diagram in Fig.10. Contrary to changes, typical for other AW branches in the Barents Sea, temperature decrease in this case is accompanied by salinity increase. In the *TS*-plane such changes are directed almost along potential density gradient. Hypothetical explanation of this sort of changes may be mixing with cold and salty waters, which originate through haline convection under growing ice over shallow areas to the west of FJL [26]. Corresponding mixing line (thin dashed line) with such waters is shown in Fig. 10. However, to fit with this mixing line, shelf waters have to gain salinity over 35 PSU. Although salinification of shelf water up to 35.1 PSU in this region as a result of recurrent ice formation in polynyas is not impossible [27], during the survey the shelf water with such high salinity was not detected. Possible explanation of this fact is that by March, Franz-Victoria channel and surrounding shelves were completely covered by

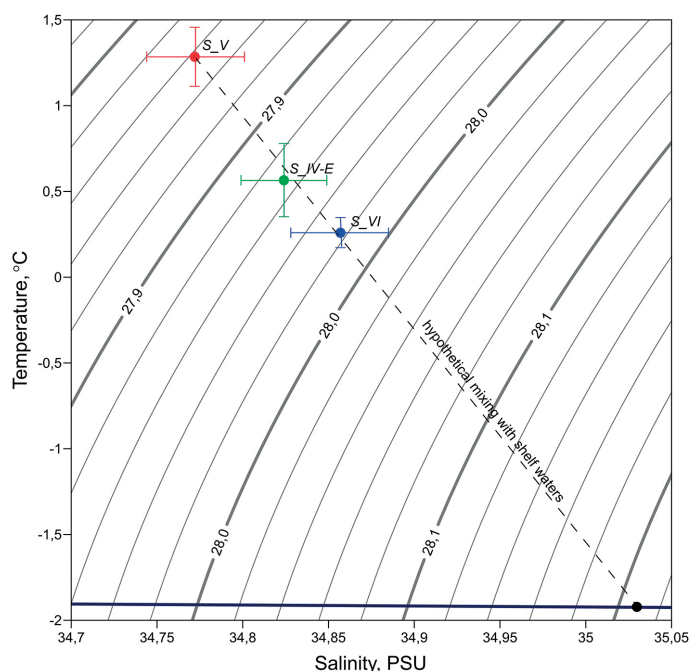


Fig.10. *TS*-diagram, illustrating transformation of FAW, entering from the Nansen Basin, between sections V, IV and VI. Color dots show mean temperature and salinity in the FAW core at sequential sections: red (section-V (S_V)); green (section -IV eastern part, (S_{IV-E})); blue (section-VI (S_{VI})). The range of spatial variation in each point is shown by horizontal and vertical lines, which represent sample standard deviation (SSD). Navy-blue line shows freezing point temperature. Dashed line shows possible trajectory of FAW transformation between sections (see explanation in the text)

Рис. 10. *TS*-диаграмма, иллюстрирующая трансформацию ФАВ, поступающей через желоб Франц-Виктория, между разрезами V, IV и VI. Цветные точки показывают среднюю температуру и соленость в ядре ФАВ на последовательных разрезах: красный (разрез-V (S_V)); зеленый (разрез-IV восточный сегмент, (S_{IV-E})); синий (разрез-VI (S_{VI})). Диапазон пространственных изменений в каждой точке ограничен горизонтальными и вертикальными линиями, которые показывают среднеквадратическое отклонение (СКО). Темно-синяя линия обозначает температуру замерзания. Пунктирные линии показывают возможную траекторию трансформации ФАВ между разрезами (см. объяснение в тексте)

ice [28]. Under ice-covered conditions dense water production on shelves is suppressed. Thence, one possible option is that the observed transformation of the FAW entering through Franz-Victoria channel could happen in early winter, when the ice was actively forming on and intensive ejection of salt in the water column could produce dense water with required properties over the vast shelf around Bely island. The other possibility is that the warm FAW observed near the bottom at sections IV and VI actually represents the remnants of FAW, which came from the north long before the survey. This hypothesis is in line with features of bottom topography (see Fig.1), showing that warm bottom water may be “trapped” in the deep southern and south-western corners of Franz-Victoria channel. In this case the observed changes actually represent temporal (annual/interannual?) variability of FAW properties.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Hydrographic observations, carried out in March-May, 2019 during “Transarktika-2019” expedition allowed revisiting the issue of the Atlantic water transformation in the Barents Sea. Although this topic is rather traditional theme of oceanographic studies, based on field data and modelling there are still a number of questions, which are not perfectly clear. Among these questions is deeper understanding of the AW transformation in specific regions in winter, when the coverage by observations is scarce. In this study we performed analysis of CTD-data, collected in late winter-early spring in the north-eastern “corner” of the Barents Sea — the area with difficult access in the cold season due to high concentration of drifting ice.

Obtained results allowed specification of areas along the pathways of AW branches, where various types of open sea convection and cascading are likely to be the main agents in charge of AW properties change. The pathways of AW branches, which are in line with high resolution model simulation [29], along with proposed location of zones, where definite acting process is dominant, are schematically shown in Figure 11. The suggested scheme is based on the presented analysis and supplemental knowledge from existing publications, which considered AW transformation in the north-eastern part of the Barents Sea.

We distinguish several driving mechanisms, which control modification of the waters of Atlantic origin. These mechanisms are identified and discussed further on.

(1) Thermal convection, driven by fall-winter temperature decrease at the surface. This driver effectively works in the central and southern regions of the Barents Sea, which are located to the south of the winter ice edge. Intensive heat loss to the atmosphere decreases water temperature, but does not affect salinity. As a result, water cools down, its density increases and convection mixing penetrates deeper. Along the central branch of BAW, this thermal convective mixing reaches the seabed, producing a homogeneous water column with low temperature and high salinity.

(2) Thermohaline convection, driven by salinity increase in the surface waters as a result of salt ejection in the water column. This process is typical for the ice-covered regions, where temperature decrease to the freezing point is insufficient to overcome stable density stratification in the underlying water. Additional density increase occurs under growing ice. In the studied area this process is likely to play the key role in the modification of the FAW, entering from the Kara Sea. It is important to stress that density excess, required for convection, is mostly caused by cooling, while salinity increase provides only small addition to density increase. However, this small contribution by

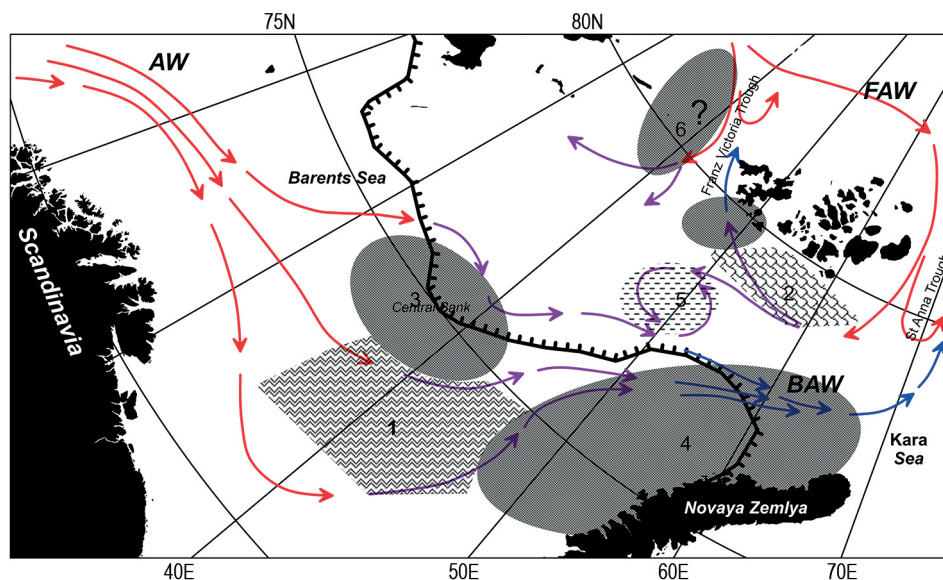


Fig. 11. Scheme of the AW branches in the Barents Sea and proposed location of zones, where definite transformation mechanism is dominant: (1) thermal convection; (2) thermohaline convection; (3) cascading of dense waters, originated through differential cooling; (4) cascading of dense waters, originated through ice formation and export; (5) enhanced lateral mixing over specific features of bottom topography; (6) cascading of excessively salty water, originated through ice formation in polynyas. Mean location of the ice edge with concentration 50 % in April, 2019 is shown by thick black line [28]

Рис. 11. Схема ветвей АВ в Баренцевом море и предполагаемое расположение зон, в которых доминирует определенный механизм трансформации: (1) термическая конвекция; (2) термохалинная конвекция; (3) каскадинг плотных вод, сформировавшихся в результате дифференциального охлаждения; (4) каскадинг плотных вод, сформировавшихся в результате ледообразования и последующего выноса льда на открытую воду; (5) усиленное боковое перемешивание над характерными особенностями рельефа дна; (6) каскадинг высокосоленой воды, сформировавшейся в результате ледообразования в полыньях. Среднее положение кромки льда со сплоченностью 5 баллов в апреле 2019 г. показано жирной черной линией [28]

salinization is crucial to initiate mixing through the FAW and changing its properties between sections III and IV (see Fig. 7).

(3) Cascading of dense water from shallow regions, preconditioned by cooling of the water column from surface to bottom. Typical example of this mechanism is observed over and around the Central Bank. Due to topographic control [20], the water over relatively shallow Central Bank in the fall-winter season cools faster than the water in the adjacent deep basins. This differential cooling results in formation of density gradient between shallow and deep waters, which forces gravitational leakage of dense (cold) waters down slopes of the Central Bank. This cold water mixes up with Atlantic water (carried in the central and northern branches of BAW). This process does not noticeably affect salinity.

(4) Cascading of dense water from shallow regions, preconditioned by salinization of the water column from surface to bottom as a result of ice formation. This mechanism is very well recognized as the major one for Arctic shelves [30]. In the studied area this

mechanism efficiently works for modification of BAW on its path along the western shelf of Novaya Zemlya. This area is located within quasi-permanent marginal ice zone (MIZ), which provides favorable conditions for occasional export of newly formed ice on the open warm water [14]. Recurrent ice formation and its export leads to fast salinization/densification of shallow waters [14]. While on summer surveys there only tracks of this process [30], during the winter survey, the developed “tongues” of cold and dense waters spreading from Novaya Zemlya shelf to the base of the nearby deep basins are explicitly observed (see Figs 3 and 4). According to the obtained results, this process is the ultimate one in changing of BAW thermohaline properties to those, observed at the entrance to the Kara Sea (north of Cape Zhelania).

(5) Lateral mixing of BAW and FAW with surrounding waters over specific features of bottom topography. The “dome” of warm and salty waters over the top of the bank on the way of northern branch of BAW and southern branch of FAW, probably indicates closed circulation (topographic eddy), formed by FAW and BAW branches (see Fig. 3). Local closed circulation causes ascent of water over the center of the bank and descent at its periphery. Lateral mixing of waters between warm and salty core of the Atlantic origin waters with cold and freshened peripheral waters may provide gradual cooling and freshening in the AW core over the bank.

(6) Cascading of dense water from shallow regions, preconditioned by excessively strong salinization of the water column from surface to bottom as a result of ice formation. This process may be in charge of modification of FAW entering to the Barents Sea from the North through Franz-Victoria channel. Although, during the expedition shelf waters with required salinity (over 35 PSU) were not found at shallow shelves around Franz-Victoria channel, the possibility of formation of extremely salty shelf waters in this region was substantiated in earlier studies [27]. Hypothetical explanation is that the observed transformation of the FAW entering through Franz-Victoria channel could happen in early winter, when the ice was actively forming on and intensive ejection of salt in the water column could produce dense water with required properties over the vast shelf around Bely island. Another hypothesis is that FAW entering through Franz-Victoria channel is “trapped” in the deep southern and south-western corners of Franz-Victoria channel in the bottom layer. In this case the observed during the cruise changes of this branch of FAW actually represent temporal (annual/interannual?) variability of properties.

Based on the shipborne winter measurements in the Barents Sea we identified specific areas in the north-eastern part of the sea, where particular mechanisms might contribute to the Atlantic Water transformation. An advantage of winter measurements is that action of several of the discussed transformation mechanisms was explicitly revealed in the CTD-data at sequential sections. However, some of the proposed conclusions are only hypothetical (cannot be directly confirmed by the obtained data), and, therefore, should be considered with caution.

Competing interests. The authors have no competing interests

Funding. The authors would like to thank Roshydromet for financing the entire expeditionary logistics. Scientific research was also supported by RFBR grants No. 18-05-60048 и 18-05-60083.

Acknowledgements. The authors are deeply grateful to the captain of the R/V “Akademik Tryoshnikov” D.A. Karpenko and the ship crew for comprehensive assistance in providing scientific research during the expedition.

REFERENCES

1. Petoukhov V., Semenov V.A. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. *J. Geophys. Res. Atmospheres*. 2010, 115: D21111. doi:10.1029/2009JD013568.
2. Timofeev V.T. Water masses of the Arctic Basin. Leningrad: *Hydrometeoizdat*, 1960: 191 p. [In Russian].
3. Årthun, M.A., T. Eldevik, L.H. Smedsrud, O. Skagseth, R.B. Ingvaldsen. Quantifying the influence of Atlantic heat on the Barents Sea ice variability and retreat. *Journ. Clim.* 2012, 25: 4736 — 4743.
4. Schlichtholz P. Subsurface ocean flywheel of coupled climate variability in the Barents Sea hotspot of global warming. *Scientific Reports*. 2019, 9 (1): 13692. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-49965-6>.
5. Lind S., Ingvaldsen R.B., Furevik T. Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import. *Nature Climate Change*. 2018, 8 (7): 634—639.
6. Ivanov V.V., Repina I.A. Mid-winter anomaly of sea ice in the Western Nansen Basin in 2010s. *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.* 2019, 231: 012024. doi:10.1088/1755-1315/231/1/012024.
7. Pfirman S.L., Bauch D., Gammelsrød T. The northern Barents Sea: water mass distribution and modification. In: *The polar oceans and their role in shaping the global environment*. Ed. O.M. Johannessen. Washington, DC: American Geophysical Union, 1994: 7794.
8. Ivanov V., Alexeev V., Koldunov N.V., Repina I.A., Sandoe A.B., Smedsrud L.H., Smirnov A. Arctic Ocean heat impact on regional ice decay: a suggested positive feedback. *J. Phys. Oceanogr.* 2016, 46: 1437—1456. doi: 10.1175/JPO-D-15-0144.1.
9. Lind S., Ingvaldsen R.B. Variability and impacts of Atlantic Water entering the Barents Sea from the north. *Deep Sea Research. Part I: Oceanographic Research Papers*. 2012, 62: 70 — 88.
10. Schauer U., Rudels B., Jones E.P., Anderson L.G., Muench R.D., Bjørk G., Swift J.H., Ivanov V., Larsson A.-M. Confluence and redistribution of Atlantic water in the Nansen, Amundsen and Makarov basins. *Annales Geophysicae*. 2002, 20 (2): 257—273.
11. Nikiforov Ye. G., Shpaikher A.O. Features of the formation of hydrological regime large-scale variations in the Arctic Ocean. Leningrad: *Hydrometeoizdat*, 1980: 269 p. [In Russian].
12. Kirillov S. A., Dmitrenko I. A., Ivanov V. V., Aksenov Ye., Makhotin M. S., de Quevas B.A. The influence of atmospheric circulation on the dynamics of the intermediate water layer in the eastern part of the St. Anna Trough. *Dokl. Earth Sc.* 2012, 444 (1): 630 — 633. doi: 10.1134/S1028334X12050121.
13. Aksenov Y., Ivanov V.V., Nurser A.J.G., Bacon S., Polyakov I.V., Coward A.C., Naveira-Garabato A.C., Beszczynska-Moeller A. The Arctic Circumpolar Boundary Current. *J. Geophys. Res.* 2011, 116: C09017. doi:10.1029/2010JC006637.
14. Ivanov V.V., Shapiro G.I. Formation of dense water cascade in the marginal ice zone in the Barents Sea. *Deep Sea Res. Part I*. 2005, 52: 1699—1717. doi: 10.1016/j.dsr.2005.04.004.
15. Rudels B. The Theta-S relations in the northern seas: Implications for the deep circulation. *Polar Research*. 1986, 4: 133 — 159.
16. Frolov I.E., Ivanov V.V., Filchuk K.V., Makshtas A.P., Kustov V.Yu., Mahotina I.A., Ivanov B.V., Urazgildeeva A.V., Syoemin V.L., Zimina O.L., Krylov A.A., Bogin V.A., Zakharov V.Yu., Malyshev S.A., Gusev E.A., Baryshev P.E., Pilgaev S.V., Kovalev S.M., Turyakov A.B. Transarktika-2019: winter expedition in the Arctic Ocean on the R/V “Akademik Tryoshnikov”. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (3): 255 — 274. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-3-255-274.
17. Mamaev O.I. TS-analysis of World ocean waters. Leningrad: *Hydrometeoizdat*, 1970: 364 p. [In Russian].
18. Lien V., Trofimov A.G. Formation of Barents Sea Branch Water in the north-eastern Barents Sea. *Polar Research*. 2013, 32: 18905. <http://dx.doi.org/10.3402/polar.v32i0.18905>.

19. Jakobsson M., Cherkis N.Z., Woodward J., Macnab R., Coackley B. New grid of Arctic bathymetry aids scientists and mapmakers. EOS Transactions AGU. 2000, 81 (9). Available at: <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic.html> (accessed 20.04.2020)
20. Shapiro G.I., Huthnance J.M., Ivanov V.V. Dense water cascading off the continental shelf. J. Geophys. Res. 2003, 108 (C12): paper 3390.
21. Loeng H. Features of the physical oceanographic conditions of the Barents Sea. Polar Research. 1991, 10: 518.
22. Loeng H., Ozhigin V., Adlandsvik B. Water fluxes through the Barents Sea. ICES Journal of Marine Science. 1997, 54: 310 — 317.
23. Makhotin M.S., Ivanov V.V. Circulation of the Atlantic water in the Barents Sea based on hydrological survey data and numerical simulation. In: Monitoring, modelling and forecast of environmental conditions in the Arctic, Proceedings of Hydrometcentre of Russia / Ed. V.V. Ivanov. 2016, 361 (4): 169 — 191. [In Russian].
24. Ivanov V.V. Atlantic waters in the Western Arctic: Integrated Oceanographic Studies in the Arctic Ocean. Eds. A.P. Lisitsyn, M.E. Vinogradov and E.A. Romankevich. M.: Nauchniy Mir, 2002: 76 — 91 [In Russian].
25. Lind S., Ingvaldsen R.B. Variability and impacts of Atlantic Water entering the Barents Sea from the north. Deep Sea Res. Part I: Oceanographic Research Papers. 2012, 62: 70 — 88. doi:10.1016/j.dsr.2011.12.007
26. Aagaard K., Coachman L.K., Carmack E. On the halocline of the Arctic Ocean. Deep Sea Res. 1981, 28A: 529 — 545.
27. Martin S., Cavalieri D.J. Contribution of the Siberian shelf to the Arctic Ocean intermediate and deep water. J. Geophys. Res. 1989, 94: 12725 — 12738.
28. Cavalieri D., Parkinson C., Gloersen P., Zwally H.J. Sea ice concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS passive microwave data, 1979 — 2010. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media. 1996 (updated yearly).
29. Aksenov Y., Bacon S., Coward A.C., Nurser A.J. The North Atlantic inflow to the Arctic Ocean: high-resolution model study. Journal of Marine Systems. 2010, 79: 1 — 22.
30. Ivanov V.V., Shapiro G.I., Huthnance J.M., Aleynik D.M., Golovin P.N. Cascades of dense water around the World Ocean. Progress in Oceanography. 2004, 60: 47 — 98.

**Трансформация атлантической воды в северо-восточной части
Баренцева моря в зимний сезон
(расширенный реферат)**

Гидрологические наблюдения, выполненные в марте–мае 2019 г. во время экспедиции «Трансарктика-2019» на борту НЭС «Академик Трёшников», позволили изучить механизмы трансформации Атлантической воды (АВ) в Баренцевом море. Хотя эта тема является довольно традиционной при изучении океанографии Баренцева моря, сохраняется ряд вопросов, которые требуют прояснения. Среди этих вопросов можно выделить более глубокое понимание процессов трансформации АВ в определенных районах моря в холодное время года, когда количество натурных наблюдений ограничено. В данном исследовании был проведен *TS*-анализ гидрологических профилей, выполненных в северо-восточном регионе Баренцева моря — области, в которой зимние полевые исследования затруднены из-за сложных ледовых условий. Полученные результаты позволили определить зоны, расположенные вдоль ветвей распространения АВ, где различные типы вертикальной конвекции и каскадинга являются доминирующими механизмами, обеспечивающими

трансформацию АВ по мере их движения. По результатам анализа были выделены следующие механизмы трансформации:

1. Термическая конвекция, вызванная сезонным понижением температуры на поверхности. Этот механизм эффективен в центральных и южных районах Баренцева моря, которые круглогодично находятся к югу от кромки дрейфующего льда. Интенсивные теплотери в атмосферу уменьшают температуру воды, но не влияют на ее соленость. Охлаждение поверхностного слоя вод ведет к возрастанию плотности и конвективному перемешиванию, которое может распространяться до дна. В результате образуется однородная по вертикали водная масса с пониженной температурой и высокой соленостью.

2. Термохалинная конвекция, обусловленная увеличением солености поверхностных вод в результате выпадения соли в воду при ледообразовании. Этот процесс характерен для областей, покрытых льдом, где уменьшения температуры до точки замерзания недостаточно для преодоления устойчивой плотностной стратификации. Дополнительное увеличение плотности происходит под нарастающим льдом, следствием чего является вертикальное конвективное перемешивание, приводящее к охлаждению слоя воды, охваченного перемешиванием, и незначительному распреснению. Последнее связано с тем, что соленость АВ, как правило, больше солености верхнего перемешанного слоя, даже после увеличения его солености в процессе ледообразования.

3. Каскадинг плотной воды из мелководных областей, обусловленный ускоренным охлаждением толщи воды в мелководной зоне. При одинаковой теплоотдаче с поверхности моря вертикальное перемешивание в мелководной зоне быстрее достигает дна. Вследствие этого толща воды в мелководной зоне охлаждается быстрее, чем в соседнем более глубоководном районе. Такое неоднородное охлаждение приводит к образованию градиента плотности между расположенными рядом мелководной и глубоководной зонами, что вызывает гравитационное стекание плотных (холодных) вод вдоль уклонов рельефа дна.

4. Каскадинг плотной воды из мелководных районов, обусловленный осолонением толщи воды в мелководной зоне в процессе образования льда. Непрерывное образование льда и его вынос в прикромочную ледовую зону приводит к быстрому осолонению и уплотнению воды в мелководной зоне. В результате этого формируется горизонтальный градиент плотности, обеспечивающий гравитационное стекание уплотненных вод вдоль уклонов рельефа дна.

5. Боковое перемешивание АВ с окружающими более холодными водами, обусловленное формированием замкнутых циркуляций над неоднородностями донной топографии.

6. Каскадинг плотной воды из мелководных районов, обусловленный очень сильным осолонением толщи воды от поверхности до дна в результате продолжительного образования льда в периодически открывающихся полыньях в одном и том же районе.

В случаях, описанных в п. 3, 4 и 6, стекающая плотная вода смешивается с АВ на глубине, где плотность стекающей воды выравнивается с плотностью АВ, что приводит к локальному изменению термохалинных характеристик в зависимости от глубины и параметров стекающих вод.

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-267-278>

УДК 551.465



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

DISTRIBUTION OF SUSPENDED PARTICULATE MATTER IN THE BARENTS SEA IN LATE WINTER 2019

STEFAN BUETTNER¹*, VLADIMIR V. IVANOV^{2,3}, HEIDEMARIE KASSENS⁴,
NIKITA A. KUSSE-TIUZ²
AND THE SHIPBOARD SCIENCE TEAM

¹ — Institute for Ecosystem Research, Kiel University, Germany

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

³ — Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

⁴ — GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Kiel, Germany

*sbuettner@ecology.uni-kiel.de

Summary

Arctic summer and winter sea-ice extent is continuously declining as a result of climate change, affecting the hydrography and biogeochemical cycles on the seasonally ice-free Eurasian Shelves. The prolongation of the open-water season causes higher sediment resuspension and coastal erosion due to larger wind fetch and wave heights. This impacts the optical properties of the water column and hence biological productivity in this region. During “Transarktika-2019” leg 1 in late winter 2019, a comprehensive dataset of and optical data was collected throughout the central and northern Barents Sea. Combining suspended particulate matter concentrations obtained from water samples and optical data revealed a pronounced bottom nepheloid layer on the Barents Sea shelf even under ice-covered conditions. Moreover, the data indicate that the Franz Viktoria Trough could be a major pathway for sediment transport into the Eurasian Basin. Therefore, to link changes in sediment distribution and its impact on the ecosystem under a warming climate, further studies of sediment dynamics are required, particularly during winter.

Keywords: Barents Sea, oceanography, sedimentology.

For Citation: Buettner S., Ivanov V.V., Kassens H., Kusse-Tiuz N.A. and the shipboard Science Team. Distribution of suspended particulate matter in the Barents Sea in late winter 2019. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (3): 267 — 278. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-267-278>.

Received 21.07.2020

Revised 4.09.2020

Accepted 7.09.2020

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЗВЕШЕННЫХ ЧАСТИЦ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ В КОНЦЕ ЗИМЫ 2019 г.

III. БЮТТЕР¹*, В.В. ИВАНОВ^{2,3}, Х. КАССЕНС⁴, Н.А. КУССЕ-ТЮЗ²
И СУДОВАЯ НАУЧНАЯ ГРУППА

¹ — Институт по исследованию экосистем, университет Киль, Германия

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

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

⁴ — Центр морских исследований в объединении им. Гельмгольца ГЕОМАР, Киль, Германия

*sbuettner@ecology.uni-kiel.de

Резюме

Летняя и зимняя площадь ледяного покрова в Арктике постоянно сокращается в результате изменения климата, воздействуя на гидрофизические и биогеохимические циклы на сезонно-безледных шельфах Евразийского бассейна. Возрастание продолжительности периода открытой воды приводит к увеличению образования взвешенного осадка и береговой эрозии в связи с увеличением ветровой нагрузки и высоты волн. Это влияет на оптические свойства водной толщи и, следовательно, на биологическую продуктивность в этом регионе. Во время первого этапа экспедиции «Трансарктика-2019» в конце зимы 2019 г. в центральной и северной частях Баренцева моря был собран обширный объем данных взвешенных частиц из фильтрованной воды и оптических данных. Совместный анализ данных о концентрации взвешенного вещества, полученных из проб воды, и оптических данных показал наличие ярко выраженного донного нефелоидного слоя на шельфе Баренцева моря даже в условиях наличия ледяного покрова. Более того, полученные результаты свидетельствуют о том, что желоб Франц-Виктория может быть основным путем переноса осадочного материала в Евразийский бассейн. Поэтому для того, чтобы связать изменения в распределении осадочных отложений и их влияние на экосистему в условиях потепления климата, необходимы дальнейшие исследования динамики осадочных отложений, особенно в зимний период.

Ключевые слова: Баренцево море, океанография, седиментология.

Для цитирования: Buettner S., Ivanov V.V., Kassens H., Kusse-Tiuz N.A. and the shipboard Science Team. Distribution of suspended particulate matter in the Barents Sea in late Winter 2019 // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 3. С. 267 — 278. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-267-278>.

Поступила 21.07.2020

После переработки 4.09.2020

Принята 7.09.2020

1. INTRODUCTION

The summer and winter sea-ice extent in the northern Barents Sea has been declining over recent years [1, 2]. As a result, the open water period prolongs and is expected to lead to higher sediment resuspension, particularly in the shallow parts of the shelf sea, and to increased costal erosion due to larger wind fetch and wave heights [3, 4]. The suspended particulate matter (SPM) within the water column plays a critical role for the ecosystem by contributing to the amount of nutrient supply (e.g. [5, 6]) and by influencing the amount of sunlight penetrating through the water column, through absorption and scattering [7]. In order to assess possible impacts on the ecosystem by future changes in SPM distribution and its dynamics, it is necessary to fully evaluate and describe present-day sedimentological conditions.

Thus far, SPM investigations on the Siberian Arctic shelves were carried out in late summer / early autumn when sea ice and weather conditions are most favorable (e.g. [8]). In the surface water of the Barents Sea, SPM concentrations are mainly driven by the varying intensity of biological productivity reaching maximum values during spring bloom [8, 9]. In the eastern Barents Sea, a pronounced layer of high SPM concentrations extends from the Kara Sea towards the northern Barents Sea

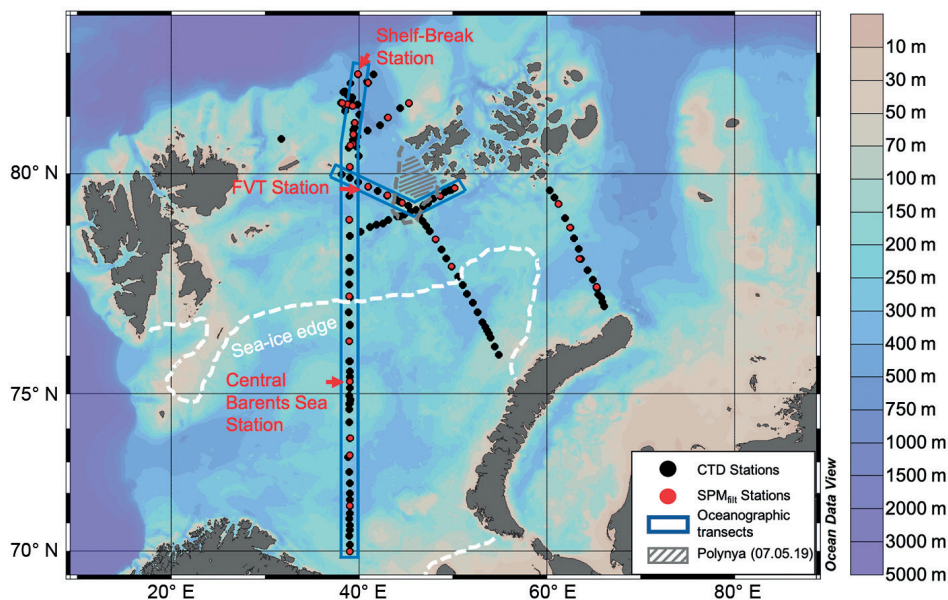


Fig. 1. Bathymetric map of the Barents Sea shelf (IBCAO V3.0 [17]) and the locations of oceanographic stations during “Transarktika-2019” leg 1 (black circles). Red circles indicate sampling stations for water samples. Blue boxes highlight the presented SPM transects. Grey area shows approximate location of a polynya on May 7th, 2019. White dashed line represents the ice edge at the beginning of the expedition on March 21, 2019

Рис. 1. Батиметрическая карта шельфа Баренцева моря (IBCAO V3.0 [17]) и расположение океанографических станций на первом этапе экспедиции «Трансарктика-2019» (черные кружки). Красными кружками отмечены станции с отбором проб на взвешенное вещество. Синим отмечены разрезы взвешенного вещества. Серым цветом показано приблизительное расположение полиньи 7 мая 2019 г. Белой пунктирной линией обозначена кромка льда в начале экспедиции 21 марта 2019 г.

shelf break in summertime [10]. This bottom nepheloid layer is sustained by sediment input of rivers, Ob and Yenisei, in the south and by cascading dense shelf water carrying resuspended material [9]. However, in the Franz Viktoria Trough region only low SPM concentrations are observed in the water column during early autumn [8]. Similar investigations on the central and eastern Laptev Sea shelf also showed two pronounced layers of high SPM concentrations at the surface and at the bottom during summer. There, its occurrence and extent are mainly linked to prevailing atmospheric conditions and the turbid outflow of the Lena river [11, 12]. The presence of bottom nepheloid layers (BNL) are crucial for benthic organisms as they feed on the suspended material [13]. Furthermore, most of the cross-shelf sediment transport [11] as well as export of organic carbon off the shelf takes place within the BNL [14, 15]. In order to assess the distribution of suspended particles in a year-round perspective reliable *in situ* data during wintertime is needed. In this study we present combined results from SPM measurements and optical backscatter data obtained during “Transarktika-2019” leg 1 [16], in late winter 2019 (Fig. 1).

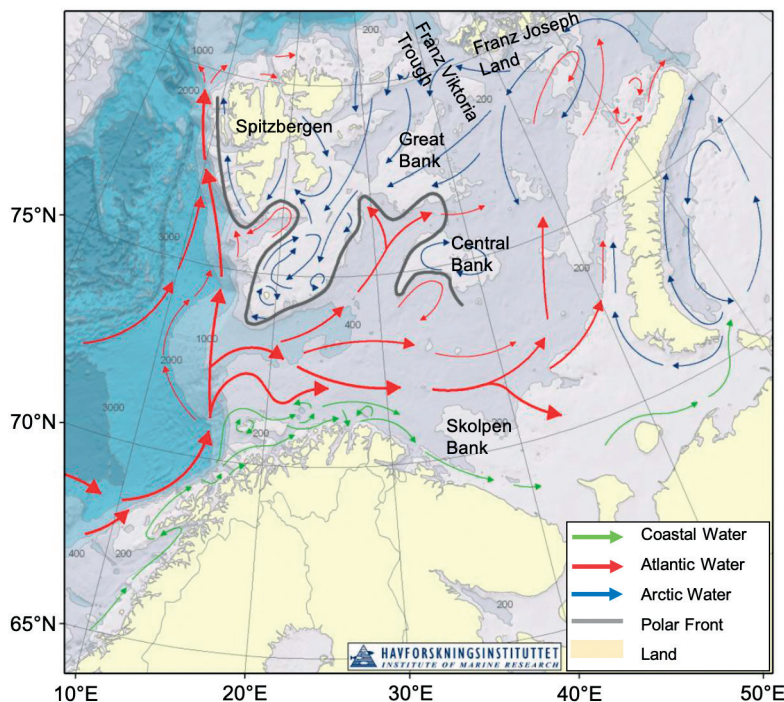


Fig. 2. Main features of circulation in the Barents Sea (modified after [18])

Рис. 2. Основные особенности циркуляции в Баренцевом море (на основе [18])

METHODS

To investigate horizontal and vertical distribution of SPM in the Barents Sea, 179 oceanographic stations were carried out during the expedition “Transarktika” leg 1 [19] aboard the RV “Akademik Tryoshnikov” between March and May 2019 (Fig. 1). 152 water samples of 1 — 2 L each, were collected from different water depths at 32 stations. While the ship was anchored to an ice floe (late March — beginning of May), a 2 m x 2 m hole at the side of the ship provided safe and reliable measurements with the shipboard CTD / Rosette. The water samples were filtered through pre-weighed MILLIPORE filters, with a diameter of 47 mm and a pore size of 0.45 μm , and subsequently dried at 50 °C onboard the ship. In the last processing step, the dried filters were weighed at GEOMAR in Kiel, Germany, to obtain SPM concentrations, taking into account the mean elutable portion of 0.2 mg/L of each filter. In order to obtain high resolution vertical profiles of SPM concentrations, a Seapoint Turbidity Meter was connected to a Seabird SBE 19 CTD at 159 stations. The turbidity meter emits light of 880 nm wavelength with a sampling frequency of 10 Hz. It detects light scattered by suspended particles in water and generates an output voltage proportional to the suspended particles. The detector receives light scattered at angles between 15 and 150 degrees and has an accuracy of $\pm 2\%$ [20]. The output is given in Nephelometric Turbidity Unit (NTU), a calibration unit based on formazine as a reference suspension. All SPM measurements obtained by filtration and weighing were correlated with corresponding turbidity meter measurements to obtain SPM_{turb} mass

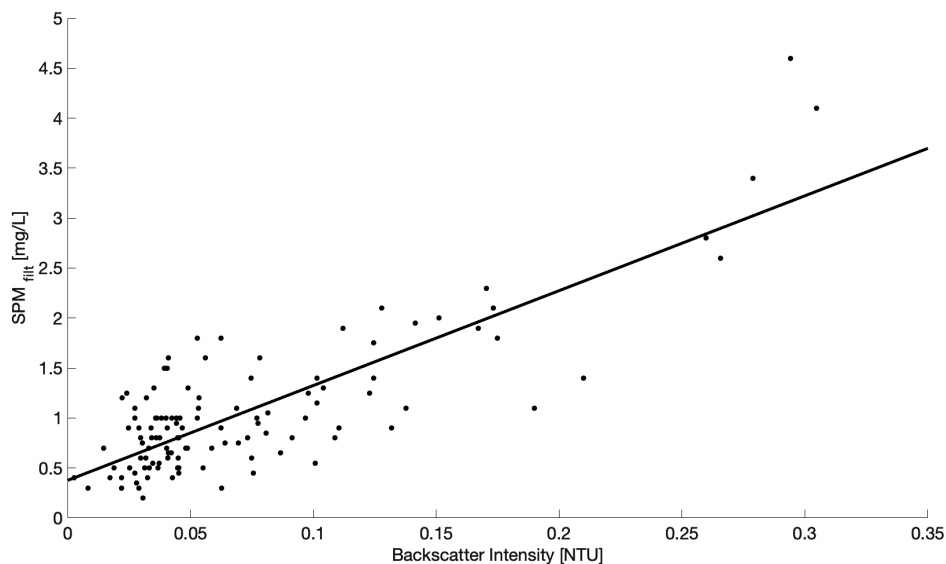


Fig. 3. Linear relationship between *SPM_{filt}* concentration [mg/L] and optical backscatter intensity [NTU] ($r = 0.82$, $\sigma_{est} = 0.41$).

A total of 115 SPM measurements were used

Рис. 3. Линейная зависимость между концентрацией взвешенного вещества *SPM_{filt}* [мг/л] и интенсивностью оптического обратного рассеяния [NTU] ($r = 0.82$, $\sigma_{est} = 0.41$).

Всего было использовано 115 проб взвешенного вещества

concentrations, thereby taking into account the effects of different mineralogy, varying particle size and darkness on the response of the turbidity meter [21].

A good correlation was obtained between the weighed SPM concentrations and optical measurements (Fig. 3). The standard error of the estimate (σ_{est}) is 0.41. The linear relationship between *SPM_{filt}* and optical backscatter intensity can be expressed as: $SPM_{turb} = 9.49 \cdot BI + 0.376$. Yet, the reflected variability between optical and weighed data shows the strong influence of different sediment compositions. In particular, the clay mineral distribution in surface sediments within the FVT region is highly variable, depending on whether the source area is located around Spitzbergen (Svalbard) or Franz Joseph Land [22].

RESULTS

Vertical Distribution of SPM

Turbidity and SPM measurements during ice-free conditions in the central Barents Sea reveal two distinct zones of SPM concentrations within the water column (Fig. 4 A1 — C1). The upper zone, ranging from the surface to 150 m, is characterized by a moderate increase in *SPM_{turb}* concentrations with water depth and a range of concentrations between 0.4 — 1.0 mg/L. A sharp increase in *SPM_{turb}* as well as in *SPM_{filt}* concentrations below 150 m defines the lower zone, indicating the presence of a pronounced bottom nepheloid layer (BNL). Defining the upper boundary at concentrations of 1.5 mg/L the thickness of the BNL is approximately 40 m. Within this layer, SPM concentrations range between 1.5mg/L to 4 mg/L reaching maximum values near the seafloor. Only minor differences

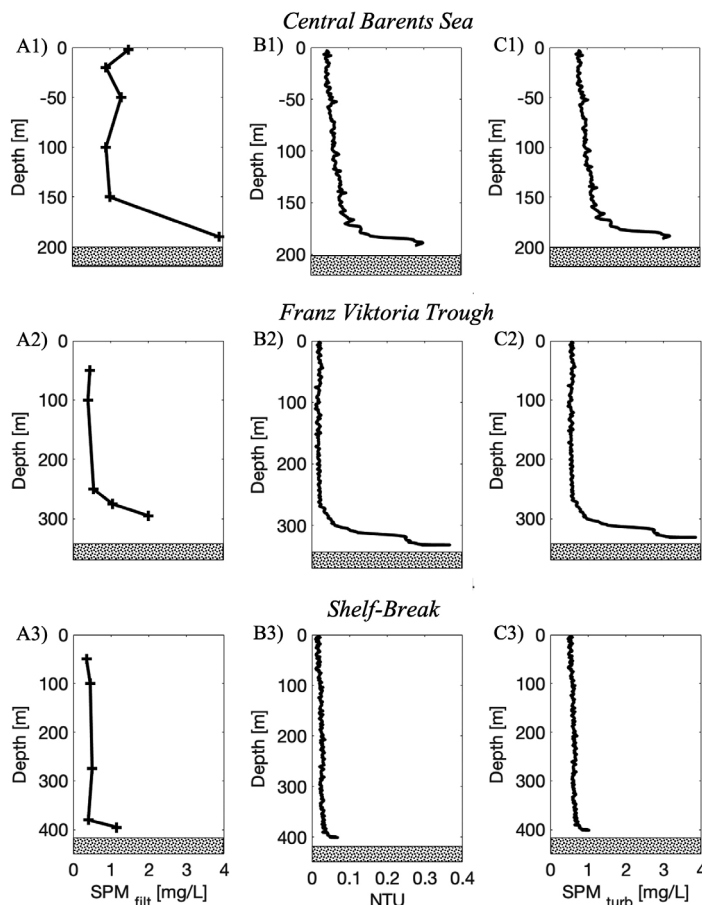


Fig. 4. Vertical distribution of SPM_{filt} (A1 — A3), backscatter intensity and (B1 — B3) and SPM_{turb} (C1 — C3) in the central Barents Sea (left column), in the Franz Viktoria Trough (FVT station) (central column) and at the Shelf-Break (right column). The dotted area represents the seafloor.

Рис. 4. Вертикальное распределение взвешенного вещества SPM_{filt} (A1 — A3), интенсивности обратного рассеяния и (B1 — B3) и взвешенного вещества SPM_{turb} (C1 — C3) в центральной части Баренцева моря (слева), в желобе Франц-Виктория (станция FVT) (в центре) и на континентальном склоне (справа). Пунктирная область представляет собой морское дно.

of 0.5 mg/L are observed between SPM_{filt} and SPM_{turb} concentrations (Fig. 4A1, C1). The slight increase of SPM_{filt} concentrations at a water depth of 50 m (Fig. 4A1) are not clearly resolved in the backscatter data, showing no significant changes in concentrations.

A similar vertical SPM distribution compared to the central Barents Sea is observed in the southern Franz Viktoria Trough under ice-covered conditions (Fig. 5A2 — C2). However, the range of SPM_{turb} and SPM_{filt} concentration is noticeably lower in the upper water column, only varying between 0.4 — 0.6 mg/L. The BNL is comparably thinner with a thickness of approximately 30 m but with slightly higher SPM_{turb} concentrations of up to 4.0 mg/L close to the seafloor. The upper boundary appears to be more pronounced than in the central Barents Sea. This sharp transition zone may further explain the observed differences of SPM_{filt} and SPM_{turb} concentrations at 300 m water depth (Fig. 4A2, C2).

In contrast to the central Barents Sea and the southern FVT, turbidity and SPM_{turb} concentrations close to the shelf break are significantly reduced in the entire water column, ranging between 0.4 — 1 mg/L (Fig. 4A3 — C3). A well-defined BNL is absent, although concentrations slightly increase at depths closer to the seafloor.

Horizontal distribution of SPM

A south — north transect from the northern tip of Kola Peninsula to the shelf break between Spitzbergen (Svalbard) and Franz Joseph Land along 39° E is studied (Fig. 5) to investigate the horizontal distribution of SPM. The BNL in the southern and central Barents Sea is distinct, noticeably varying in thickness and clearly influenced by ocean bathymetry. Highest SPM_{turb} concentrations are observed at the northern flank of Skolpen Bank and along the Central Bank. Furthermore, elevated SPM_{turb} concentrations are observed in valleys along the Central Bank and Great Bank. Towards the north, the bottom nepheloid layer decreases in thickness and in concentration. North of the ice-edge at 78° N, the entire water column becomes less turbid and the BNL decreases in its intensity and becomes almost absent at the shelf break.

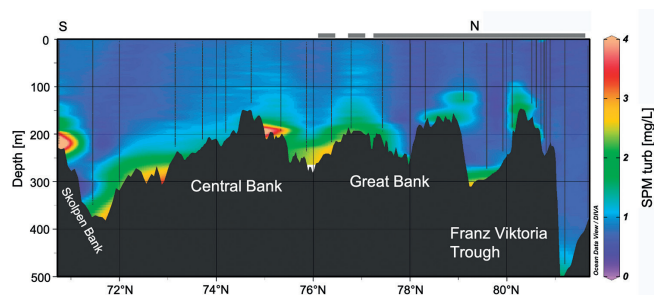


Fig. 5. SPM_{turb} concentrations along a S — N transect at 39° E. The grey dashed line represents a rough estimation of sea-ice concentration along the transect (solid line corresponds to 100 % ice cover, no line corresponds to 0 % ice cover). Bathymetry from IBCAO V3.0 [17]

Рис. 5. Концентрации взвешенного вещества SPM_{turb} вдоль разреза S — N на 39° в.д. Серая пунктирная линия представляет собой грубую оценку сплоченности морского льда вдоль разреза (сплошная линия соответствует концентрации 100 %, отсутствие линии соответствует концентрации 0 %). Батиметрия IBCAO V3.0 [17]

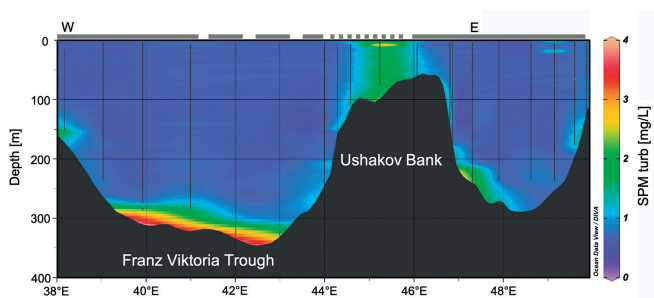


Fig. 6. SPM_{turb} concentrations along a W — E transect between 79° N and 80° N. The grey dashed line represents a rough estimation of sea-ice concentration along the transect. Bathymetry from IBCAO V3.0 [17].

Рис. 6. Концентрации взвешенного вещества SPM_{turb} вдоль разреза W — E между 79° с.ш. и 80° с.ш. Серая пунктирная линия представляет собой грубую оценку сплоченности морского льда вдоль разреза. Батиметрия IBCAO V3.0 [17]).

A west – east transect across Franz Viktoria Trough (FVT) towards Franz Joseph Land reveals a distinct BNL in the deepest parts of the trough between 40°E and 42°E with a sharp upper boundary and maximum SPM_{turb} concentrations of up to 4 mg/L (Fig. 6). Yet, east of Ushakov Bank, SPM_{turb} concentrations are noticeably lower, varying between 0.25 mg/L and 2 mg/L, and a BNL is absent. Across Ushakov Bank at 45°E high SPM_{turb} concentrations are observed throughout the entire water column. During the sampling at this station a large polynya was observed east of Franz Joseph Land which also covered the area around Ushakov Bank (Fig. 1). This recurring polynya is a common feature during the winter and is referred to the Franz Joseph Land Polynya [23].

DISCUSSION

The vertical and horizontal distribution of SPM showed a pronounced BNL in ice-free and under ice-covered conditions. A general decrease in thickness of the BNL as well as in SPM concentrations was observed from south to north. The formation of a BNL is generally related to local resuspension of particles by waves, currents and internal waves [24, 25]. In terms of the Barents Sea, inflowing Atlantic Water masses from the Norwegian Sea, spreading eastwards across the shelf, and cold Arctic Water, play a key role in the oceanographic setting (Fig. 2). Due to the absence of sea ice, strong winter storms can lead to intensified surface and bottom currents in the southern Barents Sea [26, 27]. Therefore, high SPM concentrations observed along the flanks of Skolpen Bank and across the Central Bank were possibly caused by strong eastward flows of modified Atlantic Water. Compared to SPM data obtained in September 2016 by [8], near bottom SPM concentrations from this study obtained during winter are notably higher. This may also be attributed to the general higher intensity of storms during winter [26] causing stronger currents and hence higher resuspension in the central Barents Sea. Further north, the Barents Sea is seasonally ice covered which generally leads to reduced current speeds. Hence, less resuspension could explain the lower SPM concentrations observed in the northern region. However, local increases in SPM as observed on Ushakov Bank might be explained by wind-induced resuspension in a polynya (Fig. 6) or very intense vertical convection over the bank [16]. Although it remains unclear, due to a lack of current data, whether the particulate matter was locally resuspended or advected laterally from shallower regions further north.

Connecting the Barents Sea shelf and the deep Arctic Ocean, the FVT could be a key pathway for exporting shelf-derived material. According to [28] and [29] Atlantic-derived waters enter the Barents Sea through the western part of FVT, while Cold Bottom Waters and southern Barents Sea Atlantic-derived waters are exiting towards the north in the eastern part of the FVT. Therefore, the absence of the BNL at the slope can be explained by the station's positions being located mostly in the western FVT where less turbid water masses from the Arctic Ocean dominate. Assuming a near-bottom northward flow in the eastern FVT and relating it to the well pronounced BNL in the southern FVT, leads to the conclusion that shelf material can be exported through the FVT within the BNL during winter. Due to the absence of a BNL in the FVT in late summer / early autumn [8] it can further be implied that most of the bottom sediment transport occurs during wintertime. Yet, to further support this hypothesis, year-round current and SPM measurements are needed.

CONCLUSION

Sedimentological investigations were conducted in the Barents Sea to gain new insights into the distribution of suspended particulate matter during late winter. A distinct bottom nepheloid layer was observed during the sampling period across the entire Barents Sea shelf with a decreasing intensity trend from the south towards the north. The highest SPM concentrations of up to 4 mg/L were observed in bathymetric troughs (e.g. Franz Viktoria Trough) and at the flanks of bathymetric elevations (e.g. Skolpen Bank).

Relating this study to SPM investigations carried out mainly in autumn which observed only very low SPM concentrations below 1 mg/L leads to the conclusion that a distinct BNL is formed in late autumn or winter. Hence, sediment transport on the Barents Sea shelf may be most pronounced during winter. The Franz Viktoria Trough, a deep valley with water depths of more than 400 m could act as an important transport conduit for shelf material into the Eurasian Basin. In order to quantify sediment transport within the BNL and to gain more certainties about the fate of the suspended material in this region, more detailed investigations of SPM combined with current measurements at the continental slope are needed.

Competing interests. The authors declare that they have no competing interests.

Funding. This research was supported by the Russian-German research projects: “CATS: The Changing Arctic Transpolar System” funded by the BMBF (03F0776) and by the Russian Foundation for Basic Research (RFBR) grant 18-05-60083.

Acknowledgements. The authors would like to thank Roshydromet for financing the expedition “Transarktika-2019”. We are deeply grateful to the captain of the R/V “Akademik Tryoshnikov” D.A. Karpenko and the ship crew for comprehensive assistance in providing scientific research during the expedition. We would also like to thank the Technology & Logistics Centre of GEOMAR, the Otto-Schmidt-Laboratory for Polar and Marine Research at the AARI and the Custom Department of AARI. We would also like to thank two anonymous reviewers for the very helpful comments and suggestions.

REFERENCES

1. Sorteberg A., Kvingedal B. Atmospheric forcing on the Barents sea winter ice extent. *Journal of Climate*. 2006, 19 (19): 4772—4784. <https://doi.org/10.1175/JCLI3885.1>.
2. Serreze M.C., Meier W.N. The Arctic's sea ice cover: Trends, variability, predictability, and comparisons to the Antarctic. *Annals of the New York Academy of Sciences*. 2019, 1436(1): 36 — 53. <https://doi.org/10.1111/nyas.13856>.
3. Eicken H., Gradinger R., Gaylord A., Mahoney A., Rigor I., Melling H. Sediment transport by sea ice in the Chukchi and Beaufort Seas: Increasing importance due to changing ice conditions? *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2005, 52 (24): 3281— 3302. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2005.10.006>.
4. Carmack E., Barber D., Christensen J., Macdonald R., Rudels B., Sakshaug E. Climate variability and physical forcing of the food webs and the carbon budget on panarctic shelves. *Progress in Oceanography*. 2006, 71 (2): 145 — 181. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.10.005>.
5. Marsh A.G., Tenore K.R. The role of nutrition in regulating the population dynamics of opportunistic, surface deposit feeders in a mesohaline community. *Limnology and Oceanography*. 1990, 35 (3): 710—724. <https://doi.org/10.4319/lo.1990.35.3.0710>.
6. Graf G., Rosenberg R. Bioresuspension and biodeposition: A review. *Journal of Marine Systems*. 1997, 11 (3): 269—278. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(96\)00126-1](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(96)00126-1).

7. Retamal L., Bonilla S., Vincent W.F. Optical gradients and phytoplankton production in the Mackenzie River and the coastal Beaufort Sea. *Polar Biology*. 2007, 31 (3): 363 — 379. <https://doi.org/10.1007/s00300-007-0365-0>
8. Politova N.V., Kravchishina M.D., Novigatsky A.N., Lokhov A.S. Dispersed sedimentary matter of the Barents Sea. *Oceanology*. 2019, 59 (5): 697 — 714. <https://doi.org/10.1134/S0001437019050151>.
9. Lisitzin A.P. Sedimentary system of the Arctic Ocean - interactions between outer and inner geospheres. A. P. Lisitzin (Hrsg.), *Sea-Ice and Iceberg Sedimentation in the Ocean: Recent and Past*. Springer. 2002: 203 — 226. https://doi.org/10.1007/978-3-642-55905-1_8
10. Lisitzin A.P., Shevchenko V.P., Burenkov V.I. Hydrooptics and suspended matter of Arctic seas. *Atmosph. Ocean Optic*. 2000, 13 (1): 61 — 71.
11. Wegner C., Hölemann J.A., Dmitrenko I., Kirillov S., Tuschling K., Abramova E., Kassens H. Suspended particulate matter on the Laptev Sea shelf (Siberian Arctic) during ice-free conditions. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2003, 57 (1): 55 — 64. [https://doi.org/10.1016/S0272-7714\(02\)00328-1](https://doi.org/10.1016/S0272-7714(02)00328-1).
12. Wegner C., Bauch D., Hölemann J. A., Janout M. A., Heim B., Novikhin A., Kassens H., Timokhov L. Interannual variability of surface and bottom sediment transport on the Laptev Sea shelf during summer. *Biogeosciences*. 2013, 10 (2): 1117 — 1129. <https://doi.org/10.5194/bg-10-1117-2013>.
13. Rutgers van der Loeff M. M., Meyer R., Rudels B., Rachor E. Resuspension and particle transport in the benthic nepheloid layer in and near Fram Strait in relation to faunal abundances and ²³⁴Th depletion. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2002, 49 (11): 1941 — 1958. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(02\)0113-9](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(02)0113-9).
14. Schäfer P., Ritzrau W.A., Schlüter M., Thiede J. (Eds.). *The Northern North Atlantic: a changing environment*. Springer, Berlin, 2001: 491 p.
15. Peinert R., Antia A., Bauerfeind E., V. Bodungen B., Haupt O., Krumbholz M., Peeken I., Ramseier R.O., Voss M., Zeitzschel B. Particle flux variability in the Polar and Atlantic biogeochemical provinces of the Nordic Seas. Schäfer, P., Ritzrau, W., Schlüter, M., Thiede, J. (Eds.), *The Northern North Atlantic: a changing environment*. Springer, Berlin, 2001: 53 — 68.
16. Frolov I.E., Ivanov V.V., Filchuk K.V., Makshas A.P., Kustov V.Yu., Mahotina I.A., Ivanov B.V., Urazgildeeva A.V., Syoemin V.L., Zimina O.L., Krylov A.A., Bogin V.A., Zakharov V.Yu., Malyshev S.A., Gusev E.A., Baryshev P.E., Pilgaev S.V., Kovalev S.M., Turyakov A.B. *Transarktika-2019: winter expedition in the Arctic Ocean on the R/V "Akademik Tryoshnikov"*. *Problemy Arktiki i Antarkтики*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (3): 255 — 274. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-3-255-274>.
17. Jakobsson M., Mayer L., Coakley B., Dowdeswell J. A., Forbes S., Fridman B., Hodnesdal H., Noormets R., Pedersen R., Rebesco M., Schenke H. W., Zarayskaya Y., Accettella D., Armstrong A., Anderson R. M., Bienhoff P., Camerlenghi A., Church I., Edwards M., et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0. *Geophysical Research Letters*. 2012, 39 (12): L12609. <https://doi.org/10.1029/2012GL052219>.
18. Stiansen J.E., Korneev O., Titov O., Arneberg P. (Eds.), Filin A., Hansen J. R., Hoines Å., Marasaev S. (Co-eds.) *Joint Norwegian-Russian environmental status 2008. Report on the Barents Sea Ecosystem. Part II — Complete report*. IMR/PINRO Joint Report Series. 2009, 3: 375 p.
19. Frolov I.E., Ivanov V.V. *Nauchno-tekhnicheskiy otchet (predvaritel'nyy) o resul'tatakh kompleksnykh nauchnykh issledovaniy d expeditsii na NES "Akafemik Tryoshnikov" d Barentsevom more i prilegaushey chasti Arkticheskogo basseina ("Transarktika-2019", perviy etap, 12 reis NES "Akademik Tryoshnikov". Mart-May 2019 g.* Scientific-technical report (Preliminary) on the results of multidisciplinary scientific investigations during an expedition onboard RV "Akademik Tryoshnikov" to the Barents Sea and the adjacent Arctic basin ("Transarktika-2019", Leg 1), 12th Expedition of RV "Akademik Tryoshnikov". March — May 2019. St. Petersburg: AARI funds, O-4098, 2019: 419 p. [In Russian].

20. Seapoint Sensors Inc. Seapoint Turbidity Meter: User Manual. 2013. Available at: URL: http://www.seapoint.com/pdf/stm_um.pdf (accessed 3.09.2020).
21. Maa J. P.-Y., Xu J., Victor M. Notes on the performance of an optical backscatter sensor for cohesive sediments. *Marine Geology*. 1992, 104 (1): 215 — 218. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(92\)90096-Z](https://doi.org/10.1016/0025-3227(92)90096-Z).
22. Wahsner M., Müller C., Stein R., Ivanov G., Levitan M., Shelekhova E., Tarasov G. Clay-mineral distribution in surface sediments of the Eurasian Arctic Ocean and continental margin as indicator for source areas and transport pathways — a synthesis. *Boreas*. 1999, 28 (1): 215 — 233. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1999.tb00216.x>.
23. Barber D.G., Massom R.A. The role of sea ice in Arctic and Antarctic polynyas. In W. O. Smith & D.G. Barber (Hrsg.). *Elsevier Oceanography Series*, Elsevier. 2007, 74: 1—54. [https://doi.org/10.1016/S0422-9894\(06\)74001-6](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(06)74001-6).
24. Cacchione D.A., Drake D.E. Nepheloid layers and internal waves over continental shelves and slopes. *Geo-Marine Letters*. 1986, 6: 147 — 152.
25. Gardner W.D. Periodic resuspension in Baltimore canyon by focusing of internal waves. *Journal of Geophysical Research*. 1989, 94 (C12): 18185 — 18194. <https://doi.org/10.1029/JC094iC12p18185>.
26. Ingvaldsen R., Loeng H., Asplin L. Variability in the Atlantic inflow to the Barents Sea based on a one-year time series from moored current meters. *Continental Shelf Research*. 2002, 22 (3): 505 — 519. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(01\)00070-X](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(01)00070-X).
27. Sternberg R.W., Aagaard K., Cacchione D., Wheatcroft R.A., Beach R.A., Roach A.T., Marsden M.A.H. Long-term near-bed observations of velocity and hydrographic properties in the northwest Barents Sea with implications for sediment transport. *Continental Shelf Research*. 2001, 21 (5): 509 — 529. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00103-5](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00103-5).
28. Rudels B. On the mass balance of the Polar Ocean, with special emphasis on the Fram Strait. *Norsk Polarinstitutt*. 1987: 53 p.
29. Pfirman S.L., Bauch D., Gammelsrød T. The Northern Barents Sea: water mass distribution and modification. *The Polar oceans and their role in shaping the global environment*. American Geophysical Union (AGU). 1994: 77 — 94. <https://doi.org/10.1029/GM085p0077>.

Распределение взвешенных частиц в Баренцевом море в конце зимы 2019 г. (расширенный реферат)

В условиях изменения климата происходит сокращение площади ледяного покрова как летом, так и зимой, что влечет изменения в гидрофизических и биогеохимических циклах на сезонно-безледных шельфах Евразийского бассейна. В свою очередь увеличение продолжительности периода открытой воды приводит к интенсификации образования взвешенного осадка и береговой эрозии в связи с увеличением ветровой нагрузки и высоты волн. Это влияет на оптические свойства водной толщи и, следовательно, на биологическую продуктивность в этом регионе. Исследования в восточной части Баренцева моря в летнее время показывают высокие концентрации взвешенного вещества (ВВ) в придонном слое, однако в осеннее время в районе желоба Франц-Виктория наблюдаются низкие концентрации в этом слое. Наличие подобных донных нефелоидных слоев (ДНС) имеет важнейшее значение для бентических организмов, поскольку от этого зависит их кормовая база. Кроме того, большая часть переноса поперек-склоновых осадков, а также вынос органического углерода с шельфа происходит в пределах ДНС. Для изучения вертикального и горизонтального распределения концентрации ВВ в Баренцевом море в рамках первого этапа экспедиции «Трансарктика-2019» на НЭС «Академик Трёшников» в марте — мае 2019 г. на 32 океанографических станциях было отобрано 152 1—2-литровых пробы воды с последующей фильтрацией и взвешиванием фильтров. Также на 159 станциях были получены вертикальные профили распределения оптического обратного рассеяния с помощью оптического датчика мутности. С использованием 115 проб была определена линейная зависимость концентрации ВВ от величины оптического обратного рассеяния, позволившая восстановить профили концентрации ВВ по данным датчика мутности.

Анализ результатов позволил получить следующую картину вертикального распределения концентрации ВВ в разных областях моря. В центральной части хорошо прослеживаются два слоя: от поверхности до 150 метров с диапазоном концентраций 0,4 — 1 мг/л и придонный 40-метровый нефелоидный с диапазоном концентраций от 1,5 до 4 мг/л непосредственно у дна. В южной части желоба Франц-Виктория наблюдается похожая картина, но с меньшими концентрациями: 0,4 — 0,6 мг/л в верхнем слое и чуть большими (до 4 мг/л) в нефелоидном 30-метровом слое. В северной же части желоба Франц-Виктория, ближе к континентальному склону, выраженный ДНС отсутствует, концентрация ВВ по всей толще варьируется в пределах 0,4 — 1 мг/л. Горизонтальное распределение вдоль 39-го меридиана показывает повышенные концентрации ВВ у банок центральная и Сколпен, в целом к северу наблюдается понижение концентрации и уменьшение ДНС. В желобе Франц-Виктория по данным поперечного разреза определяются повышенные концентрации ВВ на западном и пониженные на восточном склоне. На распределение концентрации ВВ в Баренцевом море влияет большое количество факторов. Среди наиболее значимых: наличие ледяного покрова — открытая вода способствует развитию волнения, а также вертикальной конвекции и, тем самым, повторному распространению взвеси, трансформированная атлантическая вода также может быть причиной повышенных концентраций ВВ. Распределение концентрации ВВ в желобе Франц-Виктория может быть объяснено затокком вод атлантического происхождения с низкими концентрациями ВВ вдоль западного берега с севера и выходом холодных придонных и южных баренцевоморских вод с повышенными концентрациями вдоль восточного склона с юга. Отсутствие ДНС в конце лета / начале осени и наличие его зимой позволяет предположить, что большая часть транспорта ВВ происходит в зимнее время, однако эта гипотеза требует подтверждения на основании круглогодичных данных о концентрации ВВ и течений.

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-279-292>

УДК 551.46.0 (465)



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

ОПЫТ ОРГАНИЗАЦИИ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ НА БАЗЕ ЛЕДОВОГО ЛАГЕРЯ В ПЕРИОД ДРЕЙФА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ СТАНЦИИ «СУДНО — ЛЕД»

К.В. ФИЛЬЧУК*, А.Д. ТАРАСЕНКО, Н.А. КУССЕ-ТЮЗ, В.А. МЕРКУЛОВ

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

*kirill@aari.ru

Резюме

В статье анализируется опыт проведения специальных океанографических наблюдений в ледовом лагере экспериментальной дрейфующей станции, организованной в формате «судно-лед» на первом этапе экспедиции «Трансарктика-2019». Приводятся результаты качественного анализа полученных данных. Отмечаются неудовлетворительные итоги эксперимента, направленного на исследование характеристик внутренних волн. Констатируются действенность и перспективность подхода, реализованного при организации наблюдений на турбулентном кластере. Оценивается возможность использования наработок экспериментального дрейфа в планируемых экспедициях на базе строящейся в настоящее время ледостойкой самодвижущейся платформы «Северный полюс» (ЛСП-СП).

Ключевые слова: верхний перемешанный слой, внутренние волны, океанографические наблюдения, тепловой баланс, «Трансарктика-2019», турбулентные потоки.

Для цитирования: Фильчук К.В., Тарасенко А.Д., Куссе-Тюз Н.А., Меркулов В.А. Опыт организации океанографических наблюдений на базе ледового лагеря в период дрейфа экспериментальной станции «судно — лед» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. №. 3. С. 279–292. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-279-292>.

Поступила 22.07.2020

После переработки 4.09.2020

Принята 7.09.2020

THE EXPERIENCE OF OCEANOGRAPHIC OBSERVATIONS IN THE ICE CAMP DURING THE DRIFT OF THE EXPERIMENTAL STATION “VESSEL — ICE”

KIRILL V. FILCHUK*, ANASTASIA D. TARASENKO, NIKITA A. KUSSE-TIUZ,
VIKTOR A. MERKULOV

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

*kirill@aari.ru

Summary

We discuss the experience of conducting special oceanographic observations in the ice camp of the experimental drifting station. In a changing climate the Barents Sea is exposed to an important change in a heat and salt balance and a system of ocean currents. These changes are related to the distribution of the Atlantic waters, surface waters and sea ice, so a drifting station appears to be the best-adapted platform for complex simultaneous measurements of sea water properties and phenomena. The drifting station was organized as a “vessel — ice” camp during the first leg of the “Transarktika-2019” expedition, and the following characteristics were measured: temperature, salinity, ocean currents and turbulence. A detailed description of the experimental station is presented: three sites on ice with CTD-strings, one equipped additionally with ADCP and one site on ice with a turbulent cluster equipped with a 3D velocimeter, ADCP and CTD. The RV “Akademik Tryoshnikov” was another platform for oceanographic measurements. We present some results of a qualitative analysis of the obtained data. The conditions of the experiment are considered as inadequate for studying the characteristics of internal waves, but we state the efficiency and the potential of the developed approach of in situ observations in a turbulent cluster for calculation of fluxes and discuss the obtained from CTD thermal structures. Finally, we evaluate the possibility of application of the obtained experience for future drifting ice camps in the North Pole.

Keywords: heat balance, internal waves, oceanographic observations, “Transarktika-2019”, turbulent flows, upper mixed layer.

For Citation: Filchuk K.V., Tarasenko A.D., Kusse-Tiuz N.A., Merkulov V.A. The experience of oceanographic observations in the ice camp during the drift of the experimental station “vessel — ice”. *Problemy Arktiki i Antarkтики*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (3): 279 — 292. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-279—292>.

Received 22.07.2020

Revised 4.09.2020

Accepted 7.09.2020

ВВЕДЕНИЕ

Наблюдаемая в последние годы существенная деградация ледяного покрова на трассе распространения атлантических вод в Арктическом бассейне позволяет предположить существование теплообмена между атлантическими водами и поверхностными слоями океана. Интенсификация зимней термохалинной конвекции вдоль траектории движения атлантических вод, вероятно явившаяся следствием общего сокращения количества многолетнего льда в Арктическом бассейне и повышения температуры поступающих через пролив Фрама атлантических вод, обуславливает выход теплых соленых вод к поверхности океана, что существенно изменяет тепловой баланс верхнего перемешанного слоя [1—3]. Термические экранирующие слои (теплые и холодные), которые, согласно [4, 5], формируются на значительных по площади участках акватории Арктического бассейна, определяют условия стратификации, при которых поверхностный слой оказывается изолированным от прямого воздействия подстилающих атлантических вод. По-видимому, в настоящее время имеют место эпизодические разрывы экранирующих слоев, происходящие в силу каких-то причин (внутренние волны, внутритропикночные вихри, большой вертикальный сдвиг скорости), которые приводят к тому, что поток тепла от атлантических вод достигает непосредственно ледяного покрова, оказывая значительное влияние на процессы таяния и нарастания льда. Проверка данных гипотез может быть осуществлена путем выполнения специальных океанографических исследований в верхнем

слое океана. Для достижения этой цели необходимы натурные измерения параметров тонкой термохалинной структуры, внутренних волн, турбулентных потоков соли, тепла и импульса, сдвигов скорости на различных глубинах, от поверхности до горизонтов 100 — 200 м. Оптимальной обсервационной платформой для такого рода исследований может служить дрейфующее ледяное поле, на котором разворачивается комплекс измерительной аппаратуры. Размещение регистрирующих приборов непосредственно на дрейфующем льду позволяет исключить влияние на состояние изучаемых сред в районе проведения экспериментов протяженного массивного объекта (судна), неизбежно оказывающего возмущающие воздействия в силу значительных геометрических размеров надводной и подводной части, а также выбросов в атмосферу продуктов сгорания топлива и сброса объемов воды, вовлеченных в цикл жизнеобеспечения. Кроме того, использование ледяного поля в качестве платформы предоставляет возможность скомпоновать регистрирующий комплекс в строгом соответствии с планом исследований. К примеру, можно локализовать в одной точке измерения параметров течений и термохалинных характеристик, если речь идет об изучении турбулентных потоков, или, в случае постановки эксперимента по регистрации пространственно-временных характеристик внутренних волн, разнести пункты наблюдений на значительное расстояние. Описанный подход был реализован при проведении океанографических исследований в ледовом лагере, развернутом в ходе экспериментального дрейфа НЭС «Академик Трёшников». Были опробованы методики производства специальных океанографических наблюдений в подледном слое с использованием современной измерительной океанографической техники высокого временного и пространственного разрешения на базе дрейфующей станции, организованной в формате «судно — лед».

Целью данной статьи является описание выполненных экспериментов, предварительный анализ некоторых результатов океанографических наблюдений, оценка применимости предложенных подходов для будущих экспедиций. Комплексный характер экспедиции «Трансарктика-2019, I этап» [6] позволил также оценить перспективы использования результатов высокодискретных синхронных мультидисциплинарных (атмосфера, морской лед, океан) наблюдений, выполняемых на базе ледового лагеря.

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА НАБЛЮДЕНИЙ

Задача исследования пространственной и временной изменчивости характеристик внутренних волн по району дрейфа НЭС «Академик Трёшников» в ходе первого этапа экспедиции «Трансарктика-2019» решалась путем расстановки с дрейфующего льда в трех разнесенных пунктах ледового лагеря измерительных комплексов в составе CTD-регистраторов, размещенных на нескольких горизонтах, — так называемых CTD-«кос». В ледовом лагере были установлены три CTD-«косы». Две «косы» были набраны из приборов производства компании Sea-Bird Electronics, Inc., в одном случае в комплектацию входили два регистратора 37-SM MicroCat C-T Recorder и один регистратор 16plus V2 SeaCAT, во втором — по одному регистратору 37-SM MicroCat C-T Recorder, 37-SM MicroCat C-T-D Recorder и 16plus V2 SeaCAT. Третья «коса» была скомплектована из пяти СТ-зондов производства компании RBR Ltd., двух Concerto и трех XR-420. CTD/СТ-«косы» были установлены в вершинах равностороннего треугольника на расстоянии ~400 м друг от друга. Схема размещения океанографического оборудования в ледовом лагере представлена на рис. 1.

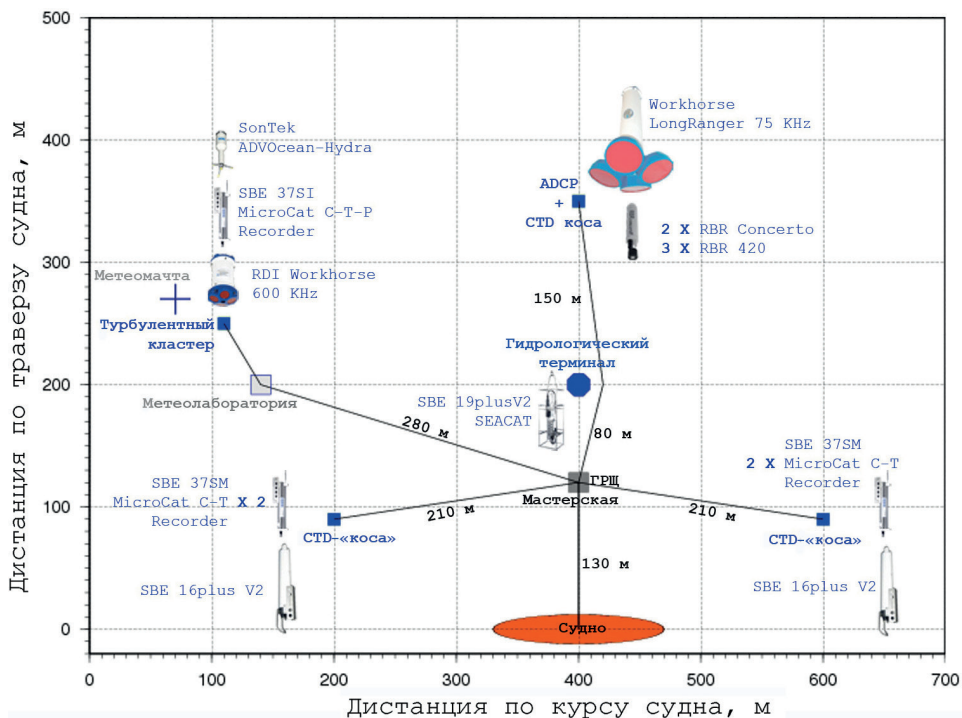


Рис. 1 Схема развешивания океанографического оборудования в ледовом лагере

Fig. 1. Deployment scheme of oceanographic equipment in the ice camp

Для расстановки подледных станций, укомплектованных оборудованием Sea-Bird Electronics, Inc., были подготовлены отдельные майны, которые в целях предотвращения зарастания льдом были накрыты отапливаемыми деревянными коробами, питание к которым было протянуто с судна. СТ-«коса» RBR была размещена в майне профилографа течений WorkHorse LongRanger 75 кГц с использованием элементов его оснастки. Следует отметить, что в комплектации этой «косы» не было ни одного прибора, оснащенного каналом регистрации давления, при планировании ее развешивания предполагалось вывесить профилограф течений на глубине 300 м, а СТ-регистраторы равномерно распределить по линии подвеса, в этом случае профилограф течений отвешивал бы линию, а показания его датчика давления позволили бы восстановить горизонты регистрации температуры и солености. По факту прибор WorkHorse LongRanger 75 кГц был установлен в подледном слое, что было обусловлено невозможностью калибровки магнитного компаса с размещенным внутри корпуса блоком батарей, профилограф был запитан с поверхности через штатный сигнально-силовую кабель длиной 5 м. Чтобы обеспечить близкое к вертикальному положение линии СТ-регистраторов, «коса» была отвешена оконечным грузом, датчики давления на линии отсутствовали. Как будет показано в ходе дальнейшего обсуждения, последнее обстоятельство имело немаловажное значение.

Пункты постановки станций, их комплектация, горизонты размещения регистраторов несколько раз менялись в течение дрейфа, с учетом складывающейся ледовой обстановки, меняющихся батиметрических условий, необходимости пере-

Таблица 1

Сведения о постановке подледных станций в ледовом лагере

Table 1

Information about deployment under-ice stations in the ice camp

Измерительное устройство		Горизонт постановки	Координаты постановки		Дата и время постановки Дата и время снятия	Дискретность Количество измерений
			Координаты снятия			
		Глубина места постановки	Широта, N	Долгота, E		
Комплекс измерителей № 1 (коса)	CTD-регистратор SBE 37-SM s/n 6953	100 м	81° 32,082'	40° 55,316'	04.04.2019 12:00	10 с
		407 м	80° 49,019'	39° 20,245'	23.04.2019 16:03	165 600
		100 м	80° 41,072'	39° 22,771'	25.04.2019 08:00	10 с
		217 м	80° 25,062'	39° 42,270'	28.04.2019 14:06	28 080
	CT-регистратор SBE 37- SM s/n 6958	30 м	81° 32,082'	40° 55,316'	04.04.2019 12:00	10 с
		407 м	80° 49,019'	39° 20,245'	23.04.2019 16:03	165 600
		30 м	80° 41,072'	39° 22,771'	25.04.2019 08:00	10 с
		217 м	80° 25,062'	39° 42,270'	28.04.2019 14:06	28 080
	CTD-регистратор SBE 16 s/n 6328	220 м	81° 32,082'	40° 55,316'	04.04.2019 12:00	10 с
		407 м	80° 49,019'	39° 20,245'	23.04.2019 16:03	165 600
		150 м	80° 41,072'	39° 22,771'	25.04.2019 08:00	10 с
		217 м	80° 25,062'	39° 42,270'	28.04.2019 14:06	28 080
Комплекс измерителей № 2 (коса)	CT-регистратор SBE 37-SM s/n 6959	100 м	81° 32,082'	40° 55,316'	04.04.2019 12:00	10 с
		407 м	80° 44,030'	39° 16,520'	24.04.2019 11:39	172 674
		100 м	80° 41,072'	39° 22,771'	25.04.2019 08:00	10 с
		217 м	80° 24,085'	39° 43,975'	28.04.2019 19:00	29 880
	CT-регистратор SBE 37-SM s/n 6960	30 м	81° 32,082'	40° 55,316'	04.04.2019 12:00	10 с
		407 м	80° 44,030'	39° 16,520'	24.04.2019 11:39	172 674
		30 м	80° 41,072'	39° 22,771'	25.04.2019 08:00	10 с
		217 м	80° 24,085'	39° 43,975'	28.04.2019 19:00	29 880
	CTD-регистратор SBE 16 s/n 6329	220 м	81° 32,082'	40° 55,316'	04.04.2019 12:00	10 с
		407 м	80° 44,030'	39° 16,520'	24.04.2019 11:39	172 674
		150 м	80° 41,072'	39° 22,771'	25.04.2019 08:00	10 с
		217 м	80° 24,085'	39° 43,975'	28.04.2019 19:00	29 880
Комплекс измерителей № 3 (коса)	CT-регистратор RBR XR-420 s/n 14607	30 м	81° 24,223'	38° 42,067'	08.04.2019 00:00	1 мин
		420 м	80° 49,447'	39° 23,157'	23.04.2019 15:23	22 523
	CT-регистратор RBR Concerto s/n 62523	245 м	81° 24,223'	38° 42,067'	08.04.2019 00:00	1 мин
		420 м	81° 04,440'	38° 25,880'	12.04.2019 11:29	6 499
		50 м	81° 04,440'	38° 25,880'	12.04.2019 14:00	1 мин
		200 м	80° 49,447'	39° 23,157'	23.04.2019 15:23	15 923
	CT-регистратор RBR XR-420 s/n 14604	150 м	81° 24,223'	38° 42,067'	08.04.2019 00:00	1 мин
		420 м	80° 49,447'	39° 23,157'	23.04.2019 15:23	22 523
CT-регистратор RBR XR-420 s/n 17152	200 м	81° 24,223'	38° 42,067'	08.04.2019 00:00	1 мин	
	420 м	81° 04,440'	38° 25,880'	12.04.2019 11:29	6 499	
Комплекс измерителей (кластер)	Акустический доплеровский измеритель скорости течений ADVField/Hydra, CTD-регистратор SBE-37-SI, акустический доплеровский профилограф WHS 600	2 м	81° 24,450'	38° 24,500'	14.04.19 00:00	10 с
		364 м	80° 52,135'	39° 27,940'	23.04.19 18:20	74621
		2 м	80° 44,242'	39° 21,194'	24.04.2019 16:00	10 с
		250 м	80° 21,788'	39° 45,086'	29.04.2019 04:13	38961

дислокации лагеря. Подробная информация о пространственном положении станций, горизонтах размещения приборов, временном регламенте регистрации гидрофизических параметров приведена в таблице 1.

Для решения задачи определения характеристик турбулентных потоков соли, тепла и импульса в подледном слое были выполнены наблюдения на измерительном кластере, в котором были интегрированы приборы ADVField/Hydra с датчиком ADVOceanProbe 5 МГц, CTD-регистратор SBE-37-SI MicroCat C-T-P Recorder и профилограф течений TRDI WorkHorse Sentinel 600 кГц. Кластер являлся составной частью многофункционального комплекса, предназначенного для регистрации составляющих теплового баланса и потоков тепла на внешних границах и в толще морского снежно-ледяного покрова. Приборы ADVField/Hydra и SBE-37-SI были жестко зафиксированы на металлической штанге таким образом, чтобы регистрация параметров течений производилась на горизонте размещения блока CTD-датчиков — 1,8 м. К нижнему концу штанги крепился короткий подвес профилографа течений, ориентированного вертикально излучателями вниз. Местоположение установки кластера в ледовом лагере переносилось после раскола базового ледяного поля. Штанга вводилась в специально подготовленные майны и закреплялась в вертикальном положении. Майны выбуривались на участках ровного недеформированного льда, удаленных от торосистых образований, вблизи метеомачты, на которой размещались другие датчики мультипараметрического комплекса.

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ

Качественный анализ временных рядов значений температуры и солёности, полученных работавшими в составе CTD-«кос» регистраторами, позволил выявить флуктуации, характер которых определенно не может отражать временную изменчивость термохалинных параметров на фиксированном горизонте. На рис. 2 *в* представлен временной ход значений температуры на номинальном (т.е. соответствующем разметке линии) горизонте 100 м, зарегистрированный CTD-«косами» SBE, установленными по носу (№ 2, красный) и по корме (№ 1, черный) судна. На рис. 2 *д* представлены аналогичные графики для номинального горизонта 250 м. Если обратиться к временным диаграммам, иллюстрирующим изменение заглубления регистраторов с течением времени (рис. 2 *б*, *з*), становится очевидным, что зафиксированные «косами» флуктуации значений температуры и солёности отражают не конвективные смещения водных слоев с разными термохалинными характеристиками, а уход регистрирующего устройства с номинального горизонта постановки и возвращение на него вследствие изменения скорости дрейфа льда. Данный вывод подтверждается диаграммой (рис. 2 *з*), на которой графики изменения заглубления приборов совмещены с временным ходом скорости дрейфа ледяного поля станции: два параметра флуктуируют в явной противофазе.

Графическое представление экспериментально установленных зависимостей смещения положения регистрирующих элементов CTD-«косы» с номинальных горизонтов постановки от скорости дрейфа несущей платформы (рис. 3) позволяет констатировать, что при скорости дрейфа $> 0,6$ км/ч уход измерительного устройства с горизонта постановки составляет десятки метров и может достигать сотни метров при скорости дрейфа > 1 км/ч. Диапазон колебаний фактического заглубления прибора определяется его положением на линии, чем ближе к поверхности установлен регистратор, тем меньшее влияние на его показания оказывают собственные вертикальные смещения (рис. 2 *а*).

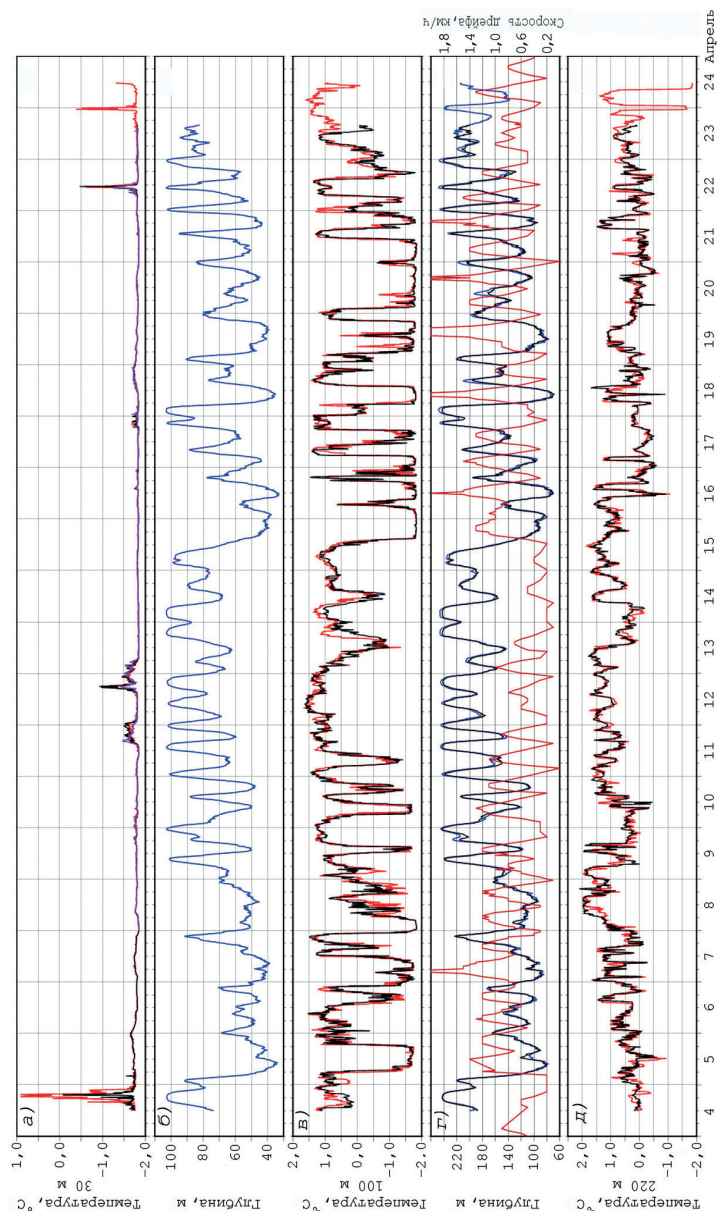


Рис. 2. Временные ряды значений гидрофизических параметров, зарегистрированные CTD-«косами»:

a — температура на верхнем горизонте (черная линия — по данным «косы» № 1, красная — «коса» № 2, фиолетовая — «коса» № 3); *б* — значение среднего горизонта; *в* — температура на среднем горизонте (черный цвет — «коса» № 1, красный цвет — «коса» № 2); *г* — значение нижнего горизонта, совмещенное со скоростью дрейфа (черный «коса» № 1, синий «коса» № 2, красный «коса» № 3); *д* — температура на нижнем горизонте (черный «коса» № 1, красный «коса» № 2)

Fig. 2. Time series of hydrophysic parameters recorded by CTD-strings:

a — temperature at the upper horizon (black line CTD-string 1, red line CTD-string 2, purple line CTD-string 3); *б* — value of the middle horizon; *в* — temperature at the middle horizon (black line CTD-string 1, red line CTD-string 2); *г* — value of the lower horizon, combined with the drift speed (black line CTD-string 1, blue line CTD-string 2, red line drift speed); *д* — temperature at the lower horizon (black line CTD-string 1, red line CTD-string 2)

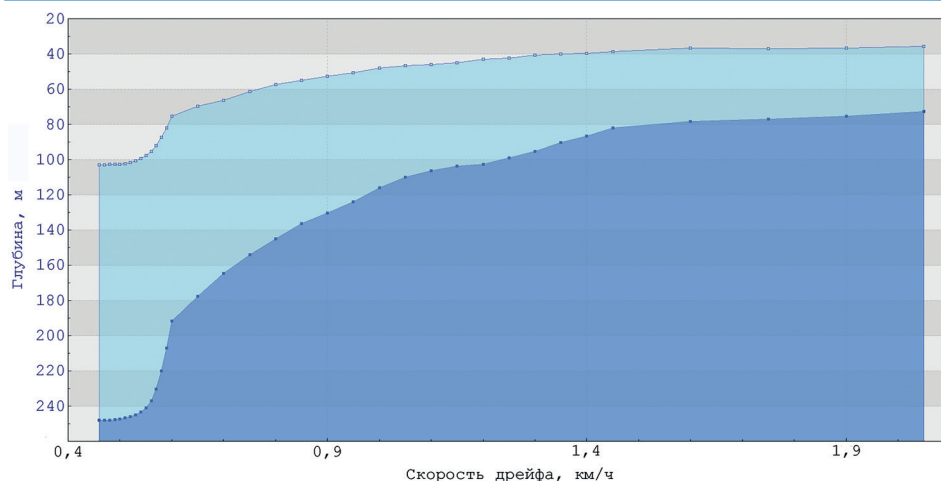


Рис. 3. Экспериментальная зависимость заглубления регистраторов CTD-«кос» от скорости дрейфа: голубой — положение регистратора, закрепленного на 100-м метре линии; синий — положение регистратора, закрепленного на 250-м метре линии

Fig. 3. Experimental dependence of the depth of the CTD-string's recorders on the drift speed: blue — position of the recorder fixed on 100 m of line; dark blue — position of the recorder fixed on 250 m of line

Таким образом, зарегистрированные CTD-«косами» SBE ряды значений температуры и солёности, по сути, представляют собой протяженные пространственно-временные профили. При условии применения адекватных методов интерпретации эти данные, в совокупности с результатами регулярного вертикального профилирования, могут быть использованы для уточнения термохалинной структуры водного слоя от поверхности до глубины 250 м по маршруту дрейфа. Но они непригодны к анализу в контексте исследования параметров внутренних волн вследствие существенной нестационарности горизонтов регистрации, выявленной по показаниям датчиков гидростатического давления. Строго восстановить горизонты регистрации температуры, солёности и мутности, выполненной СТ-«косой» RBR, в комплектации которой датчики давления отсутствовали, практически не представляется возможным.

На турбулентном кластере были получены высокодискретные временные ряды значений температуры, солёности, гидростатического давления, скорости и направления течений. Чувствительные элементы датчиков CTD-зонда и фокус акустического ресивера доплеровского регистратора течений, интегрированных в кластере, были локализованы в одном элементарном объеме морской воды на глубине 1,8 м. По объективным причинам период регистрации был ограничен двумя краткосрочными измерительными сессиями — с 18 по 23 апреля и с 24 по 29 апреля. На рис. 4 а представлен временной ход температуры и солёности, зарегистрированный в течение двух сессий. Синхронные показания датчиков солёности и гидростатического давления были использованы для расчета температуры замерзания [8]. Вычисленный временной ряд значений разности между фактической температурой воды и температурой замерзания на горизонте 1,8 м представлен на рис. 4 б. Как видно, в течение всего периода работы кластера значения температуры воды в подледном слое находились выше точки замерзания. Результаты регулярного термохалинного профилирования,

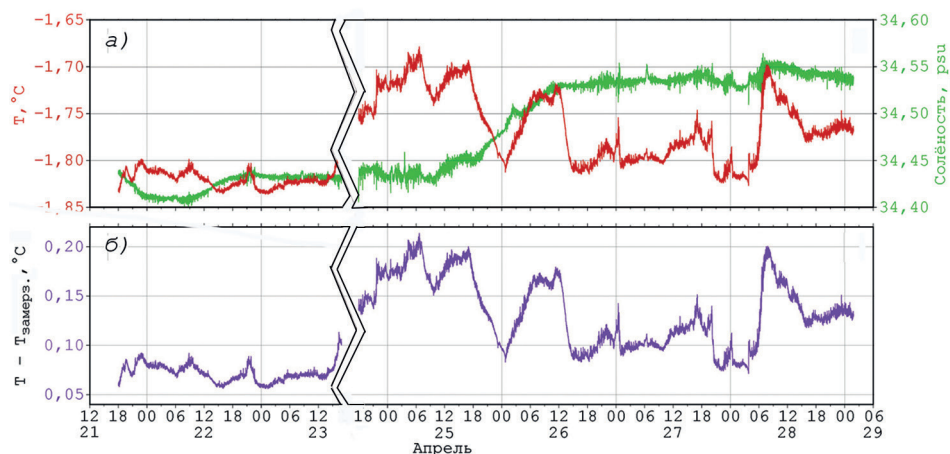


Рис. 4. Временные ряды термохалинных характеристик, зарегистрированные CTD-зондом SBE 37-SI MicroCat C-T-P Recorder в составе турбулентного кластера:

а — температура (красный) и солёность (зеленый) на горизонте регистрации 1,8 м; б — разность между фактической температурой воды и температурой заморзания

Fig. 4. Time series of thermohaline characteristics recorded by the SBE 37-SI MicroCat C-T-P Recorder CTD probe as part of a turbulent cluster:

а — temperature (red) and salinity (green) at the recording horizon of 1,8 m; б — the difference between the actual water temperature and the freezing point

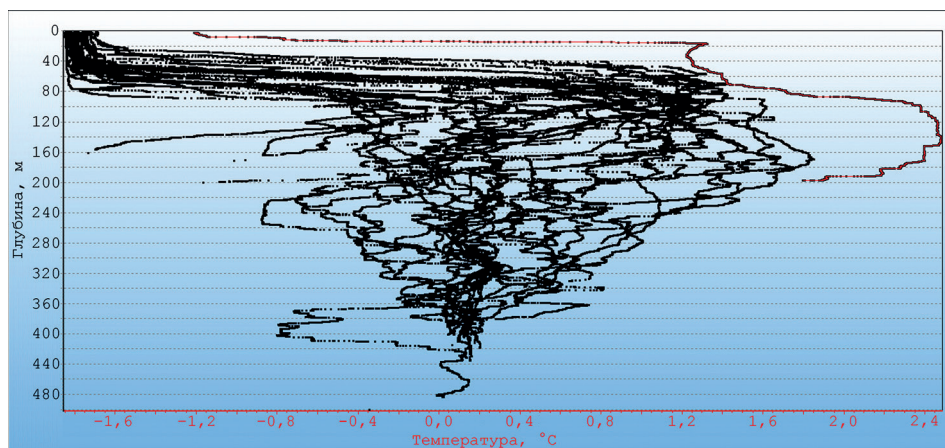


Рис. 5. Вертикальные профили температуры, полученные на океанографических станциях, выполненных посредством судового океанографического комплекса в период экспериментального дрейфа НЭС «Академик Трёшников» с 01.04.2019 по 29.04.2019

Fig. 5. Vertical temperature profiles obtained at oceanographic stations, performed by means of the ship oceanographic complex during the experimental drift of the R/V “Akademik Tryoshnikov” from 01.04.2019 to 29.04.2019

выполнявшегося в течение всего дрейфа с борта НЭС «Академик Трёшников» (рис. 5) и на гидрологическом терминале ледового лагеря, подтверждают этот вывод. Анализ вертикальных профилей температуры и солёности позволяет оценить мощность верхнего квазиоднородного перемешанного слоя в 20 — 80 м, а его термическое состояние, на которое, очевидно, значительное влияние оказывают подпирающие снизу атлантические воды, определить как препятствующее образованию ледяного покрова. Отсутствие монотонного нарастания средней толщины льда в период дрейфа экспериментальной станции, отмеченное в [7], по-видимому, объясняется уравниванием потоков тепла от верхней поверхности льда в атмосферу потоками тепла из верхних слоев воды к его нижней поверхности, последние оказываются достаточными для поддержания теплового баланса ледяного покрова в отсутствие компенсирующего теплопотери процесса кристаллизации.

На рис. 5 обращает на себя внимание температурный профиль, зарегистрированный 2 апреля 2019 г. (выделен красным): квазиоднородный слой на нем практически вырожден, а нулевая изотерма выявляется на глубине 14 м. Корректность отмеченного результата, который выглядит как проявление сбоя в работе регистрирующего устройства, подтверждается данными термохалинного профилирования, выполненного зондом SBE 19plus в гидрологическом терминале ледового лагеря с временным сдвигом в 1 час. К сожалению, какие-либо дополнительные материалы, которые могли бы быть использованы для описания термодинамических процессов, сопутствовавших этой ситуации, получены не были, поскольку в первых числах апреля ледовый лагерь находился в стадии разворачивания и измерительные комплексы, в том числе турбулентный кластер, еще не были введены в эксплуатацию.

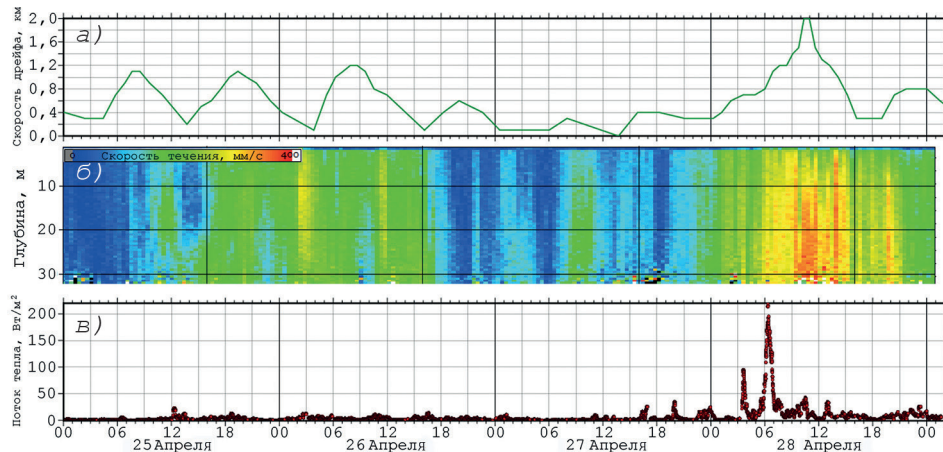


Рис. 6. Скорость дрейфа базового ледяного поля и параметры термодинамического состояния подледного слоя, соответствующие периоду с 24 по 29 апреля 2019 г.:

a — скорость дрейфа; *б* — амплитуда скорости течений в слое от 3 до 35 м; *в* — расчетные значения турбулентного потока тепла к поверхности

Fig. 6. The drift speed of the base ice field and the parameters of the thermodynamic state of the under-ice layer corresponding to the period from April 24 to April 29, 2019:

a — ice drift speed; *б* — the amplitude of the velocity of currents in the layer from 3 to 35 m; *в* — the calculated values of the turbulent heat flux to the surface

Данные высокого временного разрешения, зарегистрированные доплеровским акустическим регистратором течений, входившим в состав кластера, позволили рассчитать пульсации составляющих скорости течения и произвести оценку турбулентного потока тепла к поверхности. Расчеты были выполнены с использованием специально разработанного программного обеспечения, в котором был реализован алгоритм вычисления турбулентных потоков по данным турбулентного кластера, описанный в [9]. Результаты расчета турбулентного потока тепла представлены на рис. 6 в, согласно им, фоновые значения турбулентного потока тепла составляют единицы Вт/м², в некоторых случаях поток возрастает до нескольких десятков Вт/м².

Резко выделяется ситуация, возникшая в первой половине суток 28 апреля: значения турбулентного потока скачкообразно увеличились до 220 Вт/м². Как видно из рис. 6 а, резкое возрастание турбулентного потока соответствует начальной стадии смены режима дрейфа: утром 28 апреля направление дрейфа поменялось на 90°, движение поперек изобат сменилось продольным, скорость в течение 10 часов возросла с 0,4 км/ч до 2,0 км/ч. Нарастание скорости дрейфа иллюстрируется диаграммой на рис. 6 б, представляющей результаты измерений доплеровского профилографа течений с неисключенной дрейфовой составляющей. Полученный результат хорошо согласуется с оценками потоков тепла, представленными в [10, 11], где на фоне среднего потока в подледном слое 2 Вт/м² приводятся значения 100... 300 Вт/м², соответствующие штормовым ситуациям. Однозначно связывать резкое увеличение вычисленных значений потока тепла к поверхности с изменением режима дрейфа тем не менее было бы некорректно. Скачкообразное нарастание турбулентного потока тепла может быть обусловлено, например, воздействием вихревого образования, вытянувшего в поверхностный слой некоторый объем атлантической воды с глубины. Причину возникновения данного феномена строго определить не представляется возможным ввиду недостаточного количества данных. Однако с уверенностью можно утверждать, что развернутый в период экспериментального дрейфа турбулентный кластер в совокупности с применяемой методикой обработки данных позволяет фиксировать возникновение явлений, проявляющихся в изменениях турбулентного потока тепла к нижней поверхности ледяного покрова, и получать адекватные количественные оценки потока.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование CTD-«кос» для изучения внутренних волн в конфигурации, реализованной при развертывании выносного измерительного комплекса в период экспериментального дрейфа НЭС «Академик Трёшников», следует признать перспективным, поскольку задействованная техническая оснастка не обеспечивает стационарности горизонтов регистрации в условиях ненулевого дрейфа. Тем не менее представляется целесообразным в дальнейшем продолжить на дрейфующих станциях проведение экспериментов по данному профилю, приняв во внимание результаты, в том числе отрицательные, экспедиции «Трансарктика-2019» и воспользовавшись полученными наработками. Ледовый лагерь дрейфующей станции может рассматриваться как подвижная протяженная платформа, позволяющая выполнять синхронные продолжительные измерения в точках, отстоящих друг от друга на сотни метров, то есть на дистанции, сопоставимые с длиной внутренних волн высокочастотной части спектра, и тем самым определять пространственные спектры внутренних волн в Арктическом бассейне. Необходимо с учетом приобретенного

в период экспериментального дрейфа НЭС «Академик Трёшников» опыта выработать оптимальную схему постановки STD-«кос», которая будет обеспечивать стабильное положение измерительных устройств на заданных горизонтах. Эта задача может быть решена путем ограничения глубины размещения приборов и применения жестких кронштейнов или использования тяжелых отвесов, обеспечивающих вертикальное положение гибких постановочных линий при значительных скоростях дрейфа.

Схема построения турбулентного кластера, сконфигурированного с учетом передового зарубежного опыта [12] и результатов собственных разработок (в ходе подготовки постановки была сконструирована приборная штанга, защищенная патентным свидетельством), равно как и задействованная методика обработки данных, хорошо себя зарекомендовали и могут быть использованы при планировании и осуществлении экспериментов по исследованию турбулентных потоков в дальнейшем. Нарращивание функциональности кластера может быть осуществлено путем добавления регистрирующих элементов, что обеспечит возможность расчета параметров турбулентных потоков в нескольких точках вертикального профиля. Также представляется целесообразным совмещать в рамках экспериментов измерения на кластере с регулярным профилированием верхних слоев океана микроструктурным зондом — турбулиметром [11].

Непродолжительный период дрейфа станции, впервые в истории отечественных полярных исследований организованной в формате «судно — лед», обусловленный его экспериментальным характером, не позволил получить временные ряды значений гидрофизических параметров достаточной протяженности. Фаза развертывания измерительного комплекса на базе ледового лагеря, его передислокации в связи с изменениями ледовой обстановки объективно сократили продолжительность сессий измерений. Как следствие, выполнить полноценное сопоставление результатов специальных океанографических, метеорологических [13] и ледоисследовательских [7] наблюдений не представляется возможным. Тем не менее по каждому направлению (атмосфера, морской лед, океан) в течение дрейфа экспериментальной станции был приобретен положительный опыт постановки экспериментов на базе современной измерительной техники с высоким временным и пространственным разрешением, направленных на изучение процессов энерго- и массообмена в соответствующих средах и на их границах. Полученный опыт будет использован при организации и проведении синхронных мультидисциплинарных наблюдений в ходе высокоширотных экспедиций круглогодичного цикла, планируемых в рамках эксплуатации ледостойкой самодвижущейся платформы «Северный полюс».

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 18-05-60048.

Competing interests. The authors have no competing interests.

Funding. This work was funded by the RFBR grant № 18-05-60048.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов В.В., Алексеев В.А., Репина И.А. Возрастание воздействия атлантических вод на ледяной покров Северного Ледовитого океана // Турбулентность, динамика атмосферы и климата: Труды международной конференции памяти академика А.М. Обухова. М.: ГЕОС, 2014. С. 267 — 273.

2. Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., Alkire M.B., Ashik I.M., Baumann T.M., Carmack E.C., Goszczko I., Guthrie J., Ivanov V.V., Kanzow T., Krishfield R., Kwok R., Sundfjord A., Morison J., Rember R., Yulin A. Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // *Science*. 2017. № 356. P. 285 — 291.
3. Аксенов П.В., Иванов В.В. «Атлантификация» как вероятная причина сокращения площади морского льда в бассейне Нансена в зимний сезон // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2018. Т. 64 (1). С. 42 — 54.
4. Никифоров Е.Г., Блинов Н.И. Новые данные о природе промежуточных водных масс Арктического бассейна // *Труды ААНИИ*. 1977. Т. 309. С. 17 — 24.
5. Блинов Н.И., Никифоров Е.Г. К вопросу об экранирующих слоях вод в Арктическом бассейне // *Труды ААНИИ*. 1985. Т. 399. С. 6 — 13.
6. Фролов И.Е., Иванов В.В., Фильчук К.В., Макинас А.П., Кустов В.Ю., Махотина И.А., Иванов Б.В., Уразгильдеева А.В., Семин В.Л., Зимица О.Л., Крылов А.А., Богин В.А., Захаров В.Ю., Малышев С.А., Гусев Е.А., Барышев П.Е., Пильгаев С.В., Ковалев С.М., Тюряков А.Б. Трансарктика-2019: зимняя экспедиция в Северный Ледовитый океан на НЭС «Академик Трёшников» // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2019. Т. 65(3). С. 255 — 274.
7. Ковалев С.М., Бородин В.А., Колабутин Н.В., Ньюбом А.А., Шиманчук Евг.В., Шиманчук Ег.В. Основные физические и механические характеристики льда по результатам экспедиции «Трансарктика-2019» // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2020. Т. 66 (3). С. 293 — 320.
8. Fofonoff N.P., Millard Jr. R.C. Algorithms for the computation of fundamental properties of seawater // *UNESCO Technical Papers in Marine Sciences*, 44. URL: <http://hdl.handle.net/11329/109> (дата обращения 03.09.2020)
9. Peterson A.K., Fer I., McPhee M.G., Randelhoff A. Turbulent heat and momentum fluxes in the upper ocean under Arctic sea ice // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2017. V. 122. P. 1439 — 1456. doi:10.1002/2016JC012283.
10. Provost C., Sennechael N., Miguet J., Itkin P., Rösel A., Koenig Z., Villaceros-Robineau N., Granskog M.A. Observations of flooding and snow-ice formation in a thinner Arctic sea-ice regime during the N-ICE2015 campaign: Influence of basal ice melt and storms // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2017. V. 122. P. 7115 — 7134. doi:10.1002/2016JC012011.
11. Meyer A., Fer I., Sundfjord A., Peterson A.K. Mixing rates and vertical heat fluxes north of Svalbard from Arctic winter to spring // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2017. V. 122. P. 4569 — 4586. doi:10.1002/2016JC012441.
12. McPhee M.G. Air-Ice-Ocean interaction: Turbulent Boundary Layer Exchange Processes. New York: Springer, 2008. 215 p.
13. Макинас А.П., Ильин Г.Н., Быков В.Ю., Миллер Е.А., Троицкий А.В., Кустов В.Ю., Большакова И.И., Ризе Д.Д. Опыт дистанционного температурно-влажностного зондирования атмосферы в период дрейфа НЭС «Академик Трёшников» // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2020. Т. 66 (3). С. 349 — 363.

REFERENCES

1. Ivanov V.V., Alekseev V.A., Repina I.A. The increase in the impact of Atlantic waters on the ice cover of the Arctic Ocean. *Turbulentnost', dinamika atmosfery i klimata. Trudy mezhdunarodnoi konferentsii pamiati akademika A.M. Obukhova*. Turbulence, atmospheric and climate dynamics. Proc. of the International Conference in memory of Academician A.M. Obukhov. Moscow: GEOS, 2014: 267 — 273. [In Russian].
2. Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., Alkire M.B., Ashik I.M., Baumann T.M., Carmack E.C., Goszczko I., Guthrie J., Ivanov V. V., Kanzow T., Krishfield R., Kwok R., Sundfjord A., Morison J., Rember R.,

Yulin A. Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean. *Science*. 2017, 356: 285 — 291.

3. Aksenov P.V., Ivanov V.V. “Atlantification” as a possible cause for reducing of the sea-ice cover in the Nansen basin in winter. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2018, 64 (1): 42 — 54. [In Russian].

4. Nikiforov E.G., Blinov N.I. New data on the nature of intermediate water masses of the Arctic basin. *Trudy AANII*. Proceedings of AARI. 1977, 309: 17 — 24. [In Russian].

5. Blinov N.I., Nikiforov E.G. On the issue of shielding water layers in the Arctic basin. *Trudy AANII*. Proceedings of AARI. 1985, 399: 6 — 13. [In Russian].

6. Frolov I.E., Ivanov V.V., Filchuk K.V., Makshtas A.P., Kustov V.Yu., Mahotina I.A., Ivanov B.V., Urazgildeeva A.V., Syoemin V.L., Zimina O.L., Krylov A.A., Bogin V.A., Zakharov V.Yu., Malyshev S.A., Gusev E.A., Baryshev P.E., Pilgaev S.V., Kovalev S.M., Turyakov A.B. Transarktika-2019: winter expedition in the Arctic Ocean on the R/V “Akademik Tryoshnikov”. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (3): 255 — 274.

7. Kovalev S.M., Borodkin V.A., Kolabutin N.V., Nubom A.A., Shimanchuk Evg.V., Shimanchuk Eg.V. Basic physical and mechanical characteristics of ice based on the results of the expedition “Transarktika-2019”. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (3): 293 — 320. [In Russian].

8. Fofonoff N.P., Millard Jr. R.C. Algorithms for the computation of fundamental properties of seawater // UNESCO Technical Papers in Marine Sciences, 44. Available at: URL: <http://hdl.handle.net/11329/109> (accessed 03.09.2020)

9. Peterson A.K., Fer I., McPhee M.G., Randelhoff A. Turbulent heat and momentum fluxes in the upper ocean under Arctic sea ice. *J. Geophys. Res. Oceans*. 2017, 122: 1439 — 1456. doi:10.1002/2016JC012283.

10. Provost C., Sennechael N., Miguet J., Itkin P., Rösel A., Koenig Z., Villacieros-Robineau N., Granskog M.A. Observations of flooding and snow-ice formation in a thinner Arctic sea-ice regime during the N-ICE2015 campaign: Influence of basal ice melt and storms. *J. Geophys. Res. Oceans*. 2017, 122: 7115 — 7134. doi:10.1002/2016JC012011.

11. Meyer A., Fer I., Sundfford A., Peterson A.K. Mixing rates and vertical heat fluxes north of Svalbard from Arctic winter to spring. *J. Geophys. Res. Oceans*. 2017, 122: 4569 — 4586. doi:10.1002/2016JC012441.

12. McPhee M.G. Air-Ice-Ocean interaction: Turbulent Boundary Layer Exchange Processes. New York: Springer, 2008: 215 p.

13. Makshtas A.P., Il'in G.N., Bykov V.Y., Miller E.A., Troitsky A.V., Kustov V.Y., Bolshakova I.I., Rize D.D. The experience of remote temperature-water content sounding of atmosphere during drift of RV “Akademik Treshnikov”. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (3): 349 — 363. [In Russian].

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-293-320>
УДК 532.322



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

ОСНОВНЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ И МЕХАНИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛЬДА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ РАБОТЫ ЭКСПЕДИЦИИ «ТРАНСАРКТИКА-2019»

С.М. КОВАЛЕВ*, В.А. БОРОДКИН, Н.В. КОЛАБУТИН, А.А. НЮБОМ,
ЕВГ.В. ШИМАНЧУК, ЕГ.В. ШИМАНЧУК

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

*skovalev@aari.ru

Резюме

В экспедиции «Трансарктика-2019» были выполнены работы по определению физико-механических характеристик однолетнего льда поля сморози и поля двухлетнего льда. Поле сморози является ледяным образованием, сформированным в процессе динамического метаморфизма. В работе представлены данные по температуре, солёности, плотности, текстуре, прочности при центральном изгибе круглых пластин, локальной прочности и прочности при одноосном сжатии образцов льда, выбуренных параллельно и перпендикулярно поверхности льда. Средние значения локальной прочности были близки к значениям, получаемым по квадратичной аппроксимации для льдов в районе НИС «Ледовая база Мыс Баранова». В целом механические характеристики ровного льда аналогичны характеристикам прочности льда с преобладанием волокнистой структуры.

Ключевые слова: двухлетний лёд, круглые пластины, локальная прочность, однолетний лёд, одноосное сжатие, плотность, скважинный зонд-индентор, солёность, текстура льда, температура.

Для цитирования: Ковалев С.М., Бородин В.А., Колабутин Н.В., Нюбом А.А., Шиманчук Евг.В., Шиманчук Ег.В. Основные физические и механические характеристики льда по результатам работы экспедиции «Трансарктика-2019» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. №. 3. С. 293 — 320. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-293-320>.

Поступила 16.07.2020

После переработки 6.09.2020

Принята 8.09.2020

BASIC PHYSICAL AND MECHANICAL CHARACTERISTICS OF ICE BASED ON THE RESULTS OF THE EXPEDITION “TRANSARCTIC-2019”

SERGEY M. KOVALEV*, VLADIMIR A. BORODKIN, NIKOLAI V. KOLABUTIN,
ALEKSEI A. NUBOM, EVGENII V. SHIMANCHUK, EGOR V. SHIMANCHUK

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

*skovalev@aari.ru

Summary

On the “Transarktika-2019” expedition, works were carried out for determining the physical and mechanical characteristics of frost field of the first-year sea ice and the field of second-year ice.

The thickness of the ice cover was determined by contact and non-contact methods, the temperature, salinity and density of ice, the strength of the samples at central bending and uniaxial compression, as well as the local (borehole) strength of ice were measured.

Studies have shown that most of the field is an ice formation formed in the process of dynamic metamorphism. At the beginning of the expedition, an ice floe passed through a section of warm surface waters. This led to the disappearance of the openwork layer on the lower boundary of the ice and stopping the growth of ice from below. During the observation period, the average temperature and salinity of the deformed ice increased, while the average density decreased. The values of mechanical characteristics decreased with increasing temperature and brine volume. The average borehole strength were close to the values obtained by the quadratic approximation for ice in the area of the Ice Station “Cape of Baranov”. The physical and mechanical properties of the level ice are generally similar to the properties of ice, composed mainly of fibrous structures. The ratios between the borehole strength and the strength under uniaxial compression of ice samples drilled parallel to the ice surface were 4.5 and 4.7, which corresponds to the literature data.

The thickness of the second-year sea ice at the place of work was 166 — 169 cm, the snow height was 27 cm, the raft of the ice surface above the water surface was 15 cm. The average ice temperature was -4.0°C . Second-year ice can be divided into three parts that differ in their physical properties. The upper part (0 — 10 cm) was formed in the autumn. The second part (10 — 85 cm) is ice that has undergone seasonal thermometamorphic changes. The lower part was formed during the natural growth of ice from below at the current season.

Keywords: borehole jack, density, first-year ice, ice texture, local strength, round plates, salinity, second-year ice, temperature, uniaxial compression.

For Citation: Kovalev S.M., Borodkin V.A., Kolabutin N.V., Nubom A.A., Shimanchuk Ev.V., Shimanchuk Eg.V. Basic physical and mechanical characteristics of ice based on the results of the expedition “Transarktika-2019”. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (3): 293 — 320. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-293—320>.

Received 16.07.2020

Revised 6.09.2020

Accepted 8.09.2020

ВВЕДЕНИЕ

Активизация хозяйственной деятельности, расширение маршрутов движения судов в арктических морях, строительство морских сооружений в районах нефтегазовых месторождений актуализируют проблемы, связанные с воздействием на сооружения ледяных образований: дрейфующего и припайного льда, торосов, стамух и айсбергов. Решение таких проблем основывается на изучении состояния ледяного покрова и получении исходных данных о физико-механических свойствах льда.

Определение морфометрических, основных физических и механических характеристик льда является важной частью работ во всех арктических экспедициях. Исследование морфометрических характеристик льда и снега в пространстве и во времени позволяет отслеживать нарастание и таяние ледяного покрова в течение периода наблюдений. Полученные данные дают возможность косвенно оценить динамику нарастания/таяния и снегонакопления на дрейфующих льдах прилегаю-

шего района, могут служить иллюстрацией состояния климата всего Арктического бассейна.

Исследования физико-механических свойств ледяного покрова направлены на определение масштабной прочности льда на сжатие и изгиб как основного исходного параметра при оценке ледовых нагрузок на проектируемые сооружения, изучение крупномасштабной механики разрушения льда, контроль и сохранение несущей способности ледяного покрова при грузовых операциях на припае.

Изучение состояния ледяного покрова невозможно без учета региональных особенностей. В настоящее время проводятся большие работы в морях Карском и Лаптевых [1 — 3]. Дрейф основной льдины экспедиции «Трансарктика-2019» проходил в динамичном районе между архипелагами Земля Франца-Иосифа и Шпицберген, в котором свойства ледяного покрова изучены недостаточно. Основные работы были проведены на поле сморози однолетнего льда. В конце экспедиции была выполнена однодневная ледовая станция на двухлетнем льду.

Основная задача статьи — представить морфометрические, основные физические и механические характеристики льда в районе дрейфа экспедиции.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Температура льда и снега измерялась с помощью термометра Greisinger GTN 175/МО. При помощи электромеханического бура в ледяном покрове отбирался керн льда на всю его толщину. По длине керна на заданных горизонтах перпендикулярно оси высверливались отверстия до середины керна. В эти отверстия поочередно вставлялся зонд с расположенным в нем первичным измерительным преобразователем температуры. Во время измерения керн льда помещался в термозащитный чехол с металлизированным покрытием, что позволяет исключить радиационный прогрев льда.

Соленость льда определялась по электропроводности расплава образцов льда из кернов. Измерения выполнялись кондуктометром типа HI 8733 HANNA при температуре воздуха +20 °С или мультимонитором TDS/EC/Sal/°C ULTRAPEN™ PT1. Точность определения солености льда — 0,01 ‰. При помощи электромеханического бура отбирались керны льда, из которых с заданных уровней выпиливались диски. Диски помещались в двойные полиэтиленовые пакеты и доставлялись в теплую лабораторию, где лед расплавлялся при комнатной температуре. Кондуктометром измерялась проводимость полученного раствора, по которой определялась его соленость.

Плотность льда определялась путем взвешивания определенного объема льда из выбуренного керна. С заданных уровней этого керна выпиливались образцы льда. При помощи штангенциркуля с точностью до 0,1 мм проводились четыре измерения диаметра и четыре измерения высоты ледяного цилиндра. По этим данным рассчитывался объем цилиндра. Далее ледяной цилиндр взвешивался на электронных весах. Плотность льда определялась как результат деления веса ледяного цилиндра на его объем.

Объем жидкой фазы рассчитывался по методике Кокса–Викса [4]. При отсутствии данных о плотности льда объем жидкой фазы считался по формуле Франкенштейна–Гарнера [5]. Расчет по обеим методикам давал близкие результаты.

Испытания прочности образцов льда на одноосное сжатие проводились на гидравлическом прессе ЛГК-021. Цилиндрические образцы испытывались в перпендикулярном и параллельном поверхности намерзания льда направлениях. Образцы

льда, ось которых параллельна поверхности ледяного покрова, выбуривались из извлеченного на поверхность ледяного блока. Ледяной блок выпиливался с помощью цепной бензопилы с шиной 90 см.

Измерения пределов прочности круглых пластин льда при центральном изгибе проводились на полевой испытательной машине (прессе) ПИМ-200М. Из ледяного покрова электромеханическим буром отбирался керн льда диаметром 141 мм. Керн распиливался на диски без пропусков или в соответствии с характером его текстуры. Толщина дисков составляла около 2 см.

Для определения локальной прочности льда (т.е. прочности льда при всестороннем сжатии, определенной с помощью скважинного зонд-индентора) использовался комплекс «Гидравлический зонд-индентор ЛПК» с электроприводом. Бурение скважин во льду для проведения испытаний осуществлялось механическим шнековым буром диаметром 250 мм. Для проведения испытаний зонд-индентор опускался в скважину, и с шагом 30 см проводились испытания на каждом горизонте. Первое измерение проводилось на горизонте 30 см. Диаметр индентора равнялся 9 см, скорость внедрения индентора — 4,5 мм/с. Во время испытаний фиксировались время нагружения, давление в системе и глубина внедрения индентора в лед.

Морфометрические измерения проводились на полигоне, представляющем собой прямоугольник размером 80 × 100 м с внутренними профилями через каждые 10 м для основного (центрального) профиля и 20 м для остальных профилей. Разметка полигона проводилась при помощи электронного тахеометра.

При измерениях контактным методом в каждой точке полигона измерялись толщина льда, высота снега, превышение верхней поверхности ледяного покрова относительно уровня воды. Измерения проводились путем шнекового бурения льда посредством мотобура (с реверсом) или электродрели, а также ледемерных и снегомерных реек.

Точность измерения толщины льда и высоты снежного покрова определяется точностью измерительных приборов. Для стандартных ледемерных и снегомерных реек погрешность измерения составляет 1 см.

Измерения на полигоне были выполнены 3 раза: 4, 11 и 17 апреля.

Измерения бесконтактным методом проводились с помощью электромагнитного измерителя ЕМЗ1Исе. Перед началом обхода выполнялась калибровка ЕМЗ1Исе в соответствии с инструкцией фирмы-производителя, включая контроль питания, установку нуля измерений, чувствительности прибора и рабочего значения электропроводности морской воды, а также 2 — 3 тестовых измерения толщин льда контактным способом и с помощью ЕМЗ1Исе в точках наиболее и наименее толстого льда.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Весной 2019 года состоялась экспедиция нового типа «Трансарктика-2019» [6]. Основные работы (с 28 марта по 28 апреля) по определению основных физических и механических характеристик льда проводились на поле сморози с участками восторошенного и относительного ровного однолетнего льда, покрытого слоем снега различной толщины. 1 и 2 мая работы проводились на поле двухлетнего льда. Из-за разрушения льдины 2 мая не удалось выполнить работы по определению локальной прочности и прочности образцов льда при одноосном сжатии.

На поле сморози имелись многочисленные торосы. Толщина льда, визуальнo выглядевшего как ровный, сильно менялась даже на небольших расстояниях. Для харак-

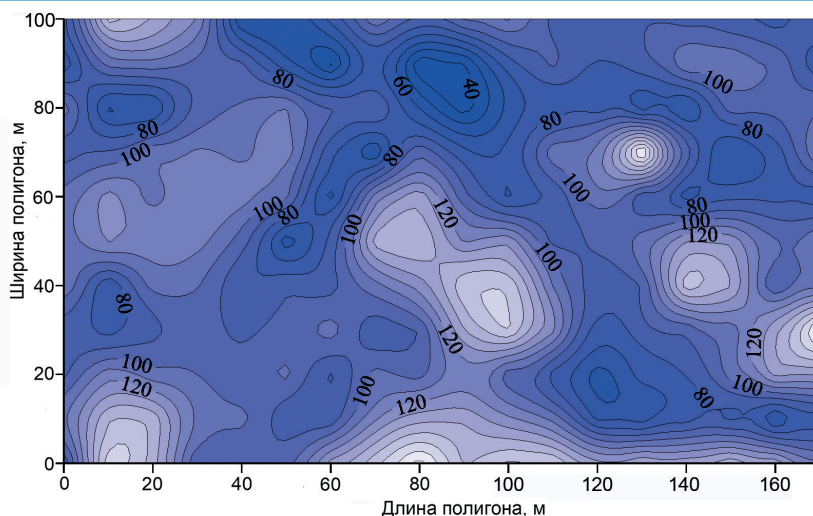


Рис. 1. Толщина льда (см) у борта судна по данным неконтактной съемки, 28.03.2019

Fig. 1. Ice thickness (cm) at the side of the vessel according to the contactless measurement, 28.03.2019

теристики льдины на рис. 1 приведена толщина выглядевшего ровным льда на участке 170×100 м у борта судна. Измерения проводились неконтактным методом с помощью прибора ЕМЗ11се. Толщина льда на этом участке изменялась от 32 до 187 см.

Для выполнения работ было выбрано несколько точек: 1 — участок ровного льда (по визуальным наблюдениям) примерно в 200 м от судна; 2 — участок льда вблизи торосистого образования; 3 — участок ровного льда (рис. 2). Для выполнения работ по определению характеристик ровного льда был организован специальный полигон, на котором проводились измерения высоты снежного покрова, толщины льда, превышения поверхности льда над поверхностью воды, пределов прочности при изгибе и локальной прочности.

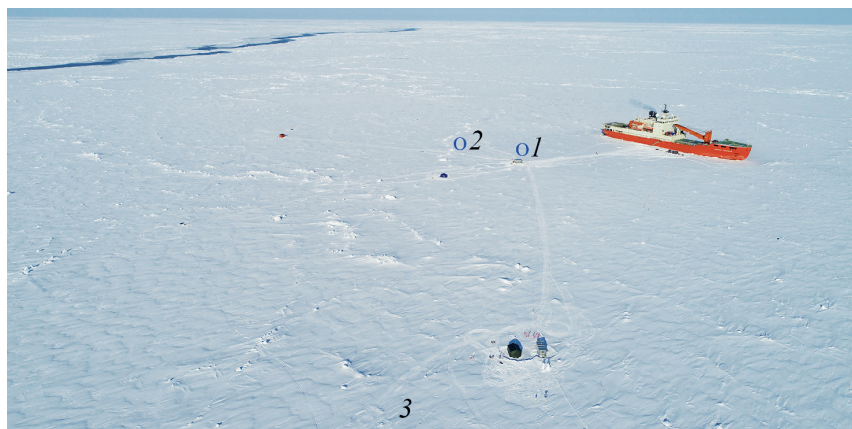


Рис. 2. Схема мест выполнения работ по изучению физических и механических свойств льда. 1 — визуально ровный участок льда; 2 — у тороса; 3 — дорога на полигон ровного льда

Fig. 2. Diagram of locations for the study of the physical and mechanical properties of ice. 1 — visually level ice; 2 — at a ridge; 3 — road to the polygon of level ice

Ровный лед

Участок ледяного покрова, где был организован ледовый полигон для измерения характеристик недеформированного льда, находился примерно в 1 км от судна. Он имел относительно ровную поверхность, покрытую слоем снега высотой 19 ± 7 см. Наблюдения, выполненные 4 апреля, показали, что средняя толщина льда составила 85 см и почти на всей площади полигона менялась в пределах от 82 до 94 см. Исключение составил один участок, толщина льда на котором резко уменьшилась до 53 см (рис. 3).

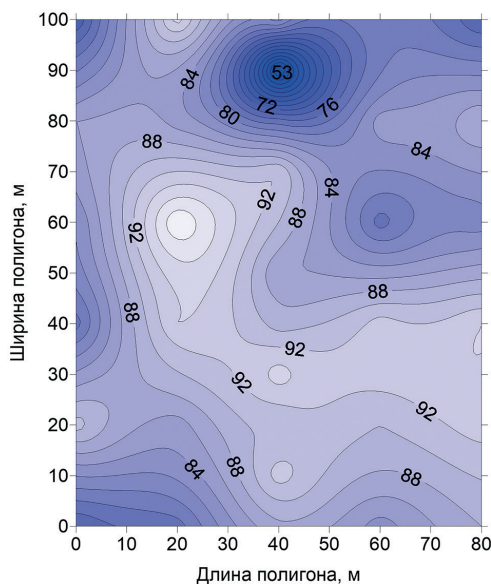


Рис. 3. Толщина льда на полигоне по данным контактной съемки, 4.04.2019

Fig. 3. Ice thickness on polygon according to the contact measurement, 4.04. 2019

Последующие съемки метрических параметров на полигоне, выполненные 11 и 17 апреля, показали, что толщина льда за время наблюдений практически не изменилась (табл. 1).

Отрицательные значения превышения поверхности льда над поверхностью воды были получены в нескольких точках рядом с грядой торосов. Лед был притоплен, высота снега достигала 40 см.

Постоянство средней толщины льда удивляет. Простейшие расчеты с использованием формул Зубова [7] показывают, что за период с 4 по 17 апреля толщина льда должна увеличиться на 5 — 8 см. По-видимому, отсутствие нарастания льда связано с нахождением льдины в теплых атлантических водах в самом начале экспедиции.

Из табл. 1 видно, что за время наблюдений средняя высота снега изменилась незначительно, постоянной оставалась средняя толщина льда и, как следствие, не изменялось и среднее превышение поверхности льда над поверхностью воды.

Текстурный анализ показал, что нарастание ровного льда происходило в основном за счет формирования льда волокнистой структуры, при динамически активных условиях ледообразования (рис. 4). Верхние 15 см сформировались в результате наложения льда толщиной 4 — 7 см. Ниже этого слоя преобладает лед волокнистой

**Результаты статистической обработки метрических параметров льда на полигоне
за период наблюдений**

Table 1

**Results of statistical processing of ice metric parameters on the polygon
during the observation period**

Характеристики	Дата		
	04.04	11.04	17.04
Количество измерений	35	35	35
<i>Высота снега</i>			
Среднее значение, см	19	22	21
Максимальное значение, см	38	40	35
Минимальное значение, см	9	11	10
Стандартное отклонение, см	7	7	7
<i>Толщина льда</i>			
Среднее значение, см	85	84	84
Максимальное значение, см	100	106	97
Минимальное значение, см	53	52	49
Стандартное отклонение, см	9	10	10
<i>Превышение поверхности льда над поверхностью воды</i>			
Среднее значение, см	3	3	3
Максимальное значение, см	8	8	8
Минимальное значение, см	-8	-17	-6
Стандартное отклонение, см	4	4	3

структуры с большим количеством включений кристаллов внутриводного льда или мелких обломков, образовавшихся во время торошения.

Фронтальное прерывание роста волокнистых кристаллов наблюдается на горизонтах 27, 47 и 59 см. Расчеты, сделанные на основании текстурного анализа, показывают, что данный лед начал формироваться в конце января, а последнее общее торошение, после которого началось смерзание кусков льда в сморозь, наблюдалось в начале марта. Это косвенно подтверждается минимальной толщиной льда (53 см), измеренной на полигоне.

Лед в точке наблюдений подвергся термометаморфическим изменениям, выразившимся в формировании на поверхности ледяного покрова слоя инфильтрационного льда толщиной до 3 см, развитии сети стоковых солевых каналов и формировании стоковых русел, оплавлении краев первичных воздушных и солевых включений. По внешним признакам внутренние изменения во льду, связанные с термометаморфическими процессами, могут быть отнесены ко второй стадии состояния льда [8].

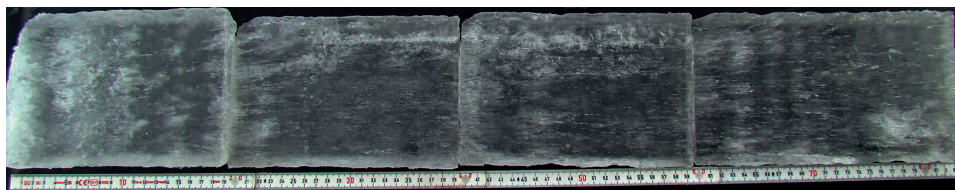


Рис. 4. Текстура ровного льда, 19.04.2019

Fig. 4. Texture of the level ice, 19.04.2019

На нижней границе льда отсутствовал ярко выраженный ажурный слой, который характерен для льдов волокнистой структуры. Это является косвенным подтверждением прекращения нарастания льда снизу в данный период.

Температура льда в основном зависит от изменений температуры воздуха, высоты и плотности снежного покрова и толщины льда. С понижением температуры воздуха понижается средняя температура льда, но наиболее быстро реагирует на внешние изменения температура верхних слоев льда (рис. 5). Вертикальные профили температуры ровного льда были близки к линейным.

Средняя соленость ровного льда составила 8,02 ‰. Распределение солености по толщине льда неоднородно (рис. 6). Наибольшие значения солености наблюдались

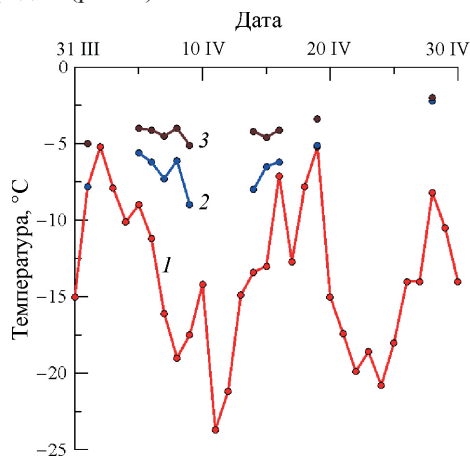


Рис. 5. Ход среднесуточной температуры воздуха (1), средней (3) и поверхностной (2) температуры ровного льда

Fig. 5. Dynamic of daily average air temperature (1), average (3) and surface (2) temperature of level ice

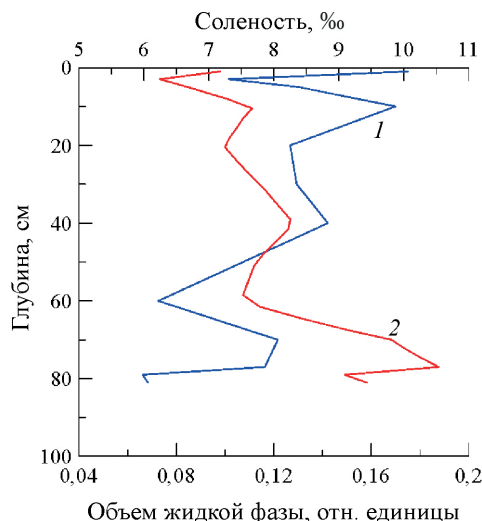


Рис. 6. Вертикальное распределение солености (1) и объема жидкой фазы (2) ровного льда

Fig. 6. Vertical distribution of the level ice salinity (1) and brine volume (2)

в верхнем слое, сформированном наслоением ниласового льда. Пики максимальных значений (примерно 10 ‰) приходятся на горизонты 0 и 10 см, что соответствует поверхности ниласового льда в период наслоения.

В слое 15 — 60 см, который сформировался в условиях частых подвижек льда и торошения, средняя соленость составила 8,24 ‰, а в нижнем слое 60 — 82 см, сформированном ориентировочно после образования сморози, — 6,95 ‰. Высокие значения солености связаны с процессами формирования льда, протекавшими при динамически активных условиях ледообразования, и большой скоростью нарастания льда в начальный период. Стеkanie рассола с верхних слоев к нижним еще не приняло лавинообразного характера, но сеть стоковых каналов и русел уже сформировалась по всей толщине льда (см. рис. 4). Отсутствует увеличение солености на самых нижних горизонтах, характерное для морских льдов. По-видимому, это также объясняется нахождением льдины в теплых атлантических водах в самом начале экспедиции.

Средняя плотность ровного льда составила 910 кг/м³. Распределение плотности льда по толщине не имеет больших отклонений и колеблется от 907 кг/м³ в месте наслоения ниласовых льдов до 912 кг/м³ в средней части льда.

Измерения предела прочности круглых пластин льда на изгиб показали, что в целом распределение этого параметра по толщине льда соответствует распределению прочности во льдах с преобладанием волокнистой структуры (рис. 7). Средняя прочность льда при изгибе составила 0,96 МПа при средней температуре льда –3,4 °С. Наибольшие значения предела прочности круглых пластин на изгиб (1,32 МПа) наблюдались на горизонте 25 см. В нижних слоях льда значения прочности уменьшаются.

Определение локальной прочности проводилось на полигоне размером 15 × 10 м. Толщина льда на полигоне изменялась от 77 до 85 см, высота снега — от 29 до 44 см. Погруженность льда изменялась от 2 до 9 см. Всего на выбранном

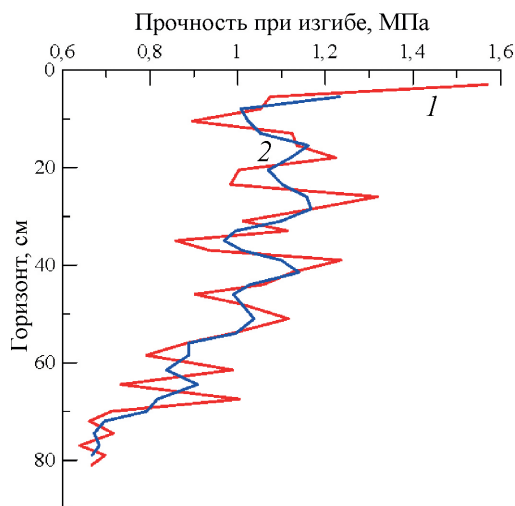


Рис. 7. Вертикальное распределение пределов прочности круглых пластин ровного льда на изгиб
1 — измеренные значения; 2 — скользящее среднее по трем измеренным значениям

Fig. 7. Vertical distribution of tensile strengths of level ice round plates for bending:

1 — measured values; 2 — moving average of three measured values

полигоне в 12 скважинах было проведено 24 определения локальной прочности. Результаты статистической обработки средних значений локальной прочности приведены в таблице 2.

Таблица 2

Результаты статистической обработки средних значений локальной прочности в скважинах ровного льда

Table 2

Results of statistical processing of average values of local strength in hole of level ice

Характеристика		Значение
Количество		12
Средняя температура льда, °C		-2,8
Средняя соленость льда, ‰		7,30
Среднее значение, МПа		17,86
Стандартное отклонение, МПа		1,71
Коэффициент вариации, %		9,6
Минимальное значение, МПа		13,39
Максимальное значение, МПа		19,57
Доверительный интервал 95 % обеспеченности для среднего значения	Нижняя граница, МПа	16,77
	Верхняя граница, МПа	18,94

Неоднородность полученных средних значений локальной прочности в скважинах показана на рис. 8.

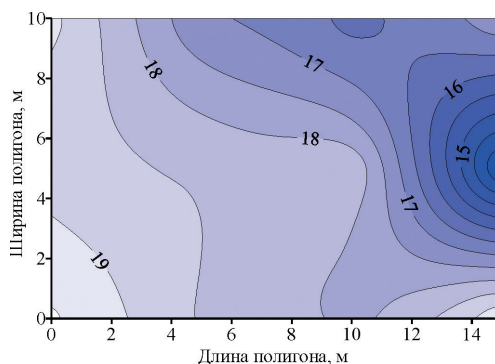


Рис. 8. Неоднородность средних значений локальной прочности в скважинах (МПа) ровного льда

Fig. 8. Heterogeneity of average values of local strength in hole (MPa) of level ice

Коэффициент вариации меньше 10 %, поэтому полученные значения можно считать однородными.

Деформированный лед

Исследования в других точках поля сморози показало, что лед в этих точках является не льдом, наростшим снизу в естественных условиях, а ледяным образованием, сформированным в процессе динамического метаморфизма (рис. 9). В точке № 1 внешний вид поверхности льда предполагал «ровный лед», но текстурный анализ показал, что это деформированный лед. Блоки, сложившие этот лед, имеют различное происхождение: куски льда волокнистой структуры, куски льда, сложенные зернистыми кристаллами, набивной и шуговой лед.

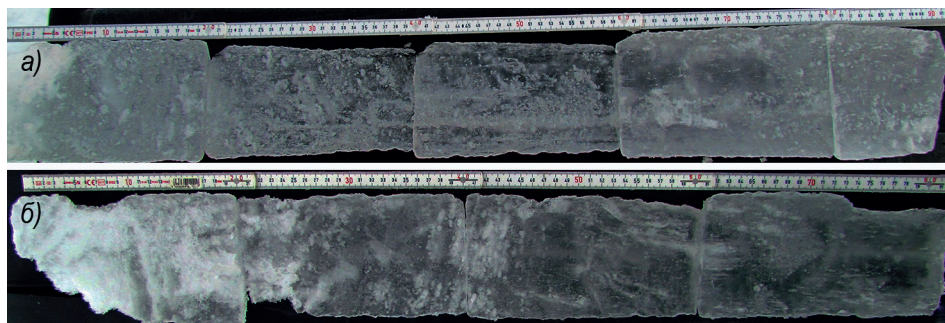


Рис. 9. Вертикальные срезы деформированного льда: а — 02.04.2019, б — 28.04.2019

Fig. 9. Vertical sections of deformed ice: а — 02.04/ 2019, б — 28.04.2019

Лед изобилует неравномерно расположенными крупными сферическими солевыми и воздушными включениями, часто образующими гнезда диаметром 1 — 2 см. Сложное строение льда отражается на его физических свойствах.

За время наблюдений существенно повысилась температура льда (рис. 10). В начале работ (1 апреля) средняя температура деформированного льда равнялась $-5,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. 28 апреля средняя температура льда в этой же точке поднялась до $-2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Соленость деформированного льда имеет существенные различия в разных слоях. Средняя соленость льда 1 апреля составила 6,58 ‰, а 28 апреля — 7,56 ‰. Увеличение солености произошло в верхнем 20-сантиметровом слое. Это связано с активными процессами разрушения льда выступившей на поверхность водой. Косвенным подтверждением увеличения солености верхнего слоя льда является

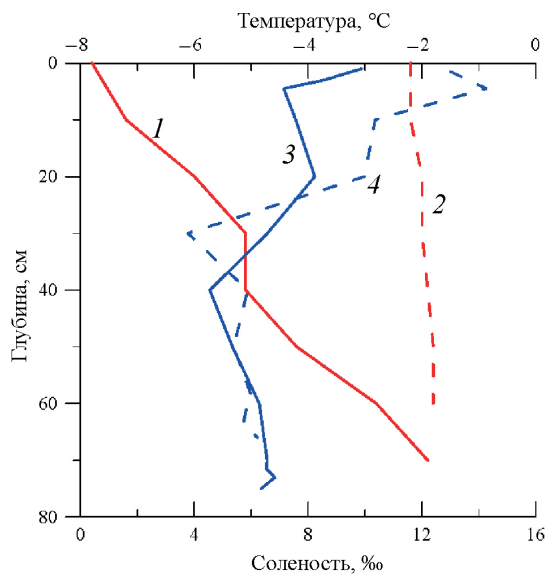


Рис. 10. Вертикальные профили температуры (1, 2) и солености (3, 4) деформированного льда 1.04.2019 (1, 3) и 28.04.2019 (2, 4)

Fig. 10. Vertical profiles of temperature (1, 2) and salinity (3, 4) of ice in deformed ice 1.04.2019 (1, 3) and 28.04.2019 (2, 4)

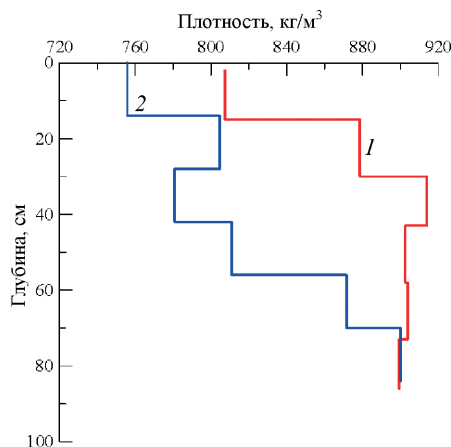


Рис. 11. Вертикальные профили распределения плотности деформированного льда 1.04.2019 (1) и 28.04.2019 (2)

Fig. 11. Vertical profiles of distribution of density of deformed ice 1.04.2019 (1) and 28.04.2019 (2)

произошедшее за тот же период увеличение солёности с 0,37 до 3,83 ‰ нижнего 10-сантиметрового слоя снега, лежащего на льду.

Наиболее существенно строение льда влияет на его плотность. Блоки льда, имеющие различное строение, могут обладать различной плотностью. Случайное распределение блоков при деформировании льда будет создавать условия для формирования ледяного покрова, имеющего различные значения плотности по толщине и в пространстве. Отличную от блоков плотность будут иметь соединительные прослойки, на образование которых может оказывать влияние снег, внутриводный лед и замерзание воды в замкнутых объемах. На рис. 11 показаны вертикальные профили плотности деформированного льда. Хаотическая компоновка блоков внутри поля сморози приводит к значительным изменениям плотности льда по толщине.

За время наблюдений существенно понизилась плотность льда. В начале работ (1 апреля) средняя плотность деформированного льда равнялась 884,3 кг/м³. 28 апреля она уменьшилась до 820,6 кг/м³.

Основные физические свойства определили механические характеристики деформированного льда. 1 апреля среднее значение пределов прочности при центральном изгибе круглых пластин льда равнялось 1,29 МПа. Большинство полученных значений находилось в пределах от 1,0 до 1,6 МПа. Наибольший разброс наблюдался в верхнем 30-сантиметровом слое (рис. 12). К концу работ на поле сморози из-за изменения основных физических свойств прочность круглых пластин льда уменьшилась. Среднее значение пределов прочности при изгибе 28 апреля составило 0,91 МПа. Наибольшее уменьшение прочности наблюдалось в верхнем слое льда.

Определение локальной прочности деформированного льда проводилось 5 апреля в 4 скважинах. Расстояние между скважинами 5 м. Толщина льда изменялась от 69 до 91 см, высота снега — от 19 до 21 см. Погруженность льда изменялась от –1 (лед был притоплен) до 2 см. Всего в 4 скважинах было проведено 7 определений локальной прочности. В скважине глубиной 69 см удалось провести только одно измерение локальной прочности.

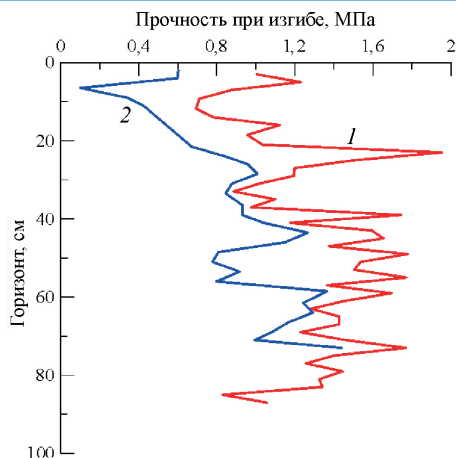


Рис. 12. Вертикальное распределение пределов прочности круглых пластин деформированного льда на изгиб 1.04.2019 (1) и 28.04.2019 (2)

Fig. 12. The vertical distribution of tensile strength of round plates of deformed ice for bending 1.04.2019 (1) and 28.04.2019 (2)

Средние значения локальной прочности льда в скважинах были близки: от 19,32 до 22,74 МПа.

Измерения прочности образцов деформированного льда при одноосном сжатии проводились в начале экспедиции (6 апреля).

Прочность образцов деформированного льда, выбуренных перпендикулярно поверхности льда, при одноосном сжатии определялась в верхнем (0 — 40 см) и нижнем (40 — 82 см) слоях. Было испытано по 3 образца из каждого слоя. Средняя прочность верхнего слоя составила $5,69 \pm 0,61$ МПа, нижнего — $5,07 \pm 0,34$ МПа.

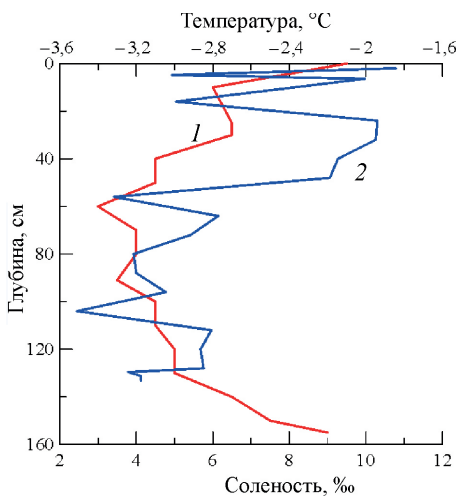


Рис. 13. Вертикальные профили температуры (1) и солености (2) деформированного льда у торосистого образования, 7.04.2019

Fig. 13. Vertical profiles of temperature (1) and salinity (2) of deformed ice at ridging formation, 7.04.2019

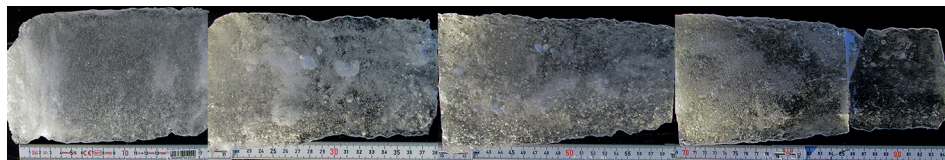


Рис. 14. Вертикальные срезы льда из торосистого образования, 8.04.2019

Fig. 14. Vertical sections of ice from a ridging formation, 8.04.2019

Прочность образцов деформированного льда, выбуренных параллельно поверхности льда, при одноосном сжатии определялась на горизонтах 30 и 60 см. Было испытано по 2 образца из каждого слоя. Средняя прочность на горизонте 30 см составила $5,13 \pm 0,25$ МПа, на горизонте 60 см — $3,41 \pm 0,12$ МПа.

Лед у торосистого образования находился под толстым слоем снега (50 см и более). Это являлось одной из главных причин высоких температур льда. В начале экспедиции его минимальные температуры (до $-3,4$ °C) наблюдались в слое 60 — 90 см (рис. 13). Средняя температура льда равнялась $-2,9$ °C. Перед разрушением ледяного поля средняя температура льда поднялась до $-2,4$ °C. Соленость льда значительно различалась даже на близких горизонтах. Особенно большие различия наблюдались в верхнем 60-сантиметровом слое. Средняя соленость этого слоя равнялась 8,76 ‰. Ниже этого слоя изменения солености были меньше, меньше стали и значения солености. Средняя соленость слоя равнялась 4,58 ‰.

Высокой была и степень внутренней разрушенности льда (рис. 14). Во льду, особенно в верхнем слое, наблюдалось большое количество крупных солевых и воздушных включений, каверн.

Большое количество крупных воздушных включений обусловило низкую плотность льда (рис. 15). 7 апреля средняя плотность верхнего 40-сантиметрового слоя составила 868 кг/м^3 . Ниже этого слоя плотность льда была выше, ее среднее значение равнялось 905 кг/м^3 . К концу месяца процессы внутреннего разрушения льда у то-

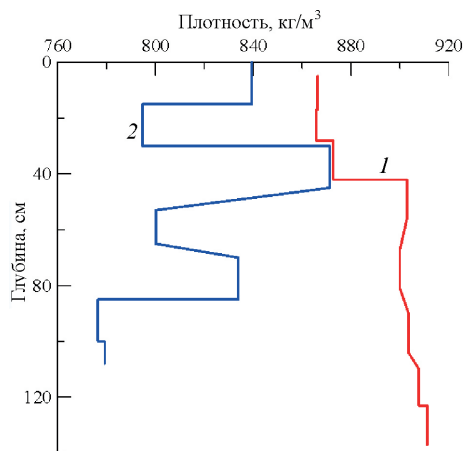


Рис. 15. Вертикальные профили распределения плотности деформированного льда у торосистого образования 7.04.2019 (1) и 25.04.2019 (2)

Fig. 15. Vertical profiles of distribution of density of deformed ice at ridging formation 7.04.2019 (1) and 25.04.2019 (2)

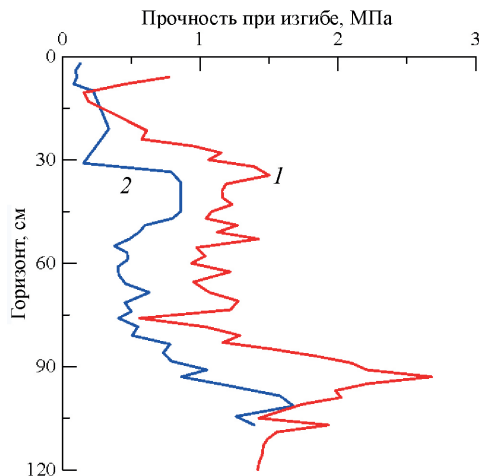


Рис. 16. Вертикальные распределения пределов прочности при изгибе круглых пластин деформированного льда у торосистого образования 07.04.2019 (1) и 25.04.2019 (2)

Fig. 16. Vertical distribution of tensile strength for bending of round plates of deformed ice at ridging formation 07.04.2019 (1) and 25.04.2019 (2)

росистых образований еще больше уменьшили плотность льда. Среднее значение плотности льда 25 апреля составило 814 кг/м^3 .

Состояние льда определило его механические характеристики. 7 апреля прочность при центральном изгибе круглых пластин верхнего слоя (0 — 25 см) деформированного льда у торосистого образования была низкой (рис. 16). Среднее значение составило $0,61 \pm 0,13 \text{ МПа}$. Ниже этого слоя (25 — 85 см) прочность круглых пластин повысилась в среднем до $1,15 \pm 0,20 \text{ МПа}$. Самую большую прочность (до 2,68 МПа) имели круглые пластины в слое 85 — 100 см. Среднее значение прочности пластин из этого слоя равнялось $2,15 \pm 0,27 \text{ МПа}$. К 25 апреля прочность пластин уменьшилась. Самым прочным остался слой 95 — 110 см. Среднее значение прочности пластин из этого слоя равнялось $1,42 \pm 0,20 \text{ МПа}$. Средняя прочность пластин из вышележащего льда составила $0,51 \pm 0,26 \text{ МПа}$.

Определение локальной прочности деформированного льда у тороса проводилось 12 апреля в 2 скважинах в подошве тороса на расстоянии 3 м друг от друга. Глубина скважин 130 и 132 см, высота снега 80 и 32 см. Лед был притоплен, первая скважина была на 32 см ниже уровня воды, вторая — на 23 см. Всего было проведено 6 определений локальной прочности. Их средние значения в скважинах были близки: 18,56 и 20,73 МПа.

Измерения прочности образцов деформированного льда у тороса при одноосном сжатии проводились 13 апреля.

Самой низкой прочностью образцов деформированного льда, выбуренных перпендикулярно поверхности льда, при одноосном сжатии была в верхнем слое 0 — 23 см. Она составила 1,25 МПа. Из-за большого количества каверн невозможно было изготовить образцы из слоя 23 — 45 см. Прочность при сжатии образцов из нижележащих слоев изменялась от 3,99 до 6,18 МПа при среднем значении $4,99 \pm 0,87 \text{ МПа}$.

Прочность образцов деформированного льда у тороса, выбуренных параллельно поверхности льда, при одноосном сжатии определялась на горизонтах 65,

75 и 85 см. Было испытано по 4 образца из каждого слоя. Средняя прочность на горизонте 65 см составила $4,57 \pm 0,62$ МПа, на горизонте 75 см — $4,66 \pm 1,32$ МПа и на горизонте 85 см — $4,13 \pm 0,44$ МПа.

Двухлетний лед

1 и 2 мая была выполнена ледовая станция на поле двухлетнего льда. Толщина льда в месте работ составляла 166 — 169 см, высота снега — 27 см, возвышение поверхности льда над поверхностью воды — 15 см. Средняя температура льда $-4,0$ °С.

Текстурный анализ льда в точке измерений показал, что двухлетний лед по своему строению имеет несколько слоев. Исследуемый лед, прошедший летние изменения и продолживший существование во второй зимний период, можно условно разделить на три отличающиеся по своим физическим свойствам части, которые разделяются на 6 слоев (рис. 17).

Верхняя часть, совпадающая со слоем 1 (0 — 10 см), сформировалась в осенний период путем замерзания мокрого снега и участков талой воды на поверхности пережившей лето льдины. Лед пористый, пресный, часто имеющий в своей толще линзы плотного льда от прослоек замерзшей вод. Средняя соленость слоя 0,04 ‰. В таком льду бывает трудно четко определить границу верхней поверхности.

Вторая часть (слои 2 — 4) представляет лед, прошедший сезонные термометаморфические изменения. Слой 2 (10 — 35 см) образован при сильном видоизменении кристаллов в результате режеляции или полной перекристаллизации первичных кристаллов. Лед почти пресный, средняя соленость 0,43 ‰. Слой 3 (35 — 50 см) сложен измененными в результате термометаморфических процессов реликтовыми кристаллами. Это проявляется в раздроблении волокнистых кристаллов по высоте, образовании внутри реликтовой структуры зернистых кристаллов или кристаллов,

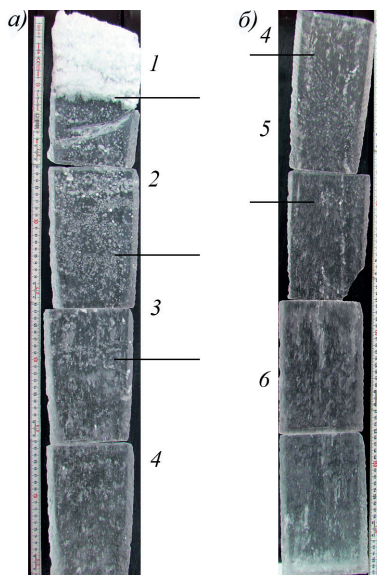


Рис. 17. Вертикальный текстурный срез первой, второй (а) и третьей (б) частей двухлетнего льда с делением на слои (1 — 6)

Fig. 17. Vertical texture section of the first, second (a) and third (b) part of second-year ice with separation on layers (1 — 6)

возникших при режеляционных процессах. Средняя соленость слоя 1,90 ‰. Слой 4 (50 — 85 см) имеет в своей основе несколько видоизмененную реликтовую волокнистую структуру, сохраняющую по большей мере размеры и форму первичных волокнистых кристаллов. Средняя соленость слоя 1,89 ‰.

Нижняя часть (слои 5 и 6) формируется в процессе естественного нарастания льда снизу в текущий сезон. Слой 5 (85 — 110 см) сформирован шуговым льдом. Верхняя граница этого слоя имеет наклон, который повторяет положение нижней границы льда на момент начала нового ледообразования. Этот слой может отсутствовать в других местах льдины. Средняя соленость слоя 3,06 ‰. Слой 6 (110 — 166 см) сформировался в результате естественного нарастания волокнистых кристаллов снизу и не отличается по своему строению от однолетнего льда. Средняя соленость слоя 5,34 ‰.

Вертикальное распределение солености льда и объема жидкой фазы хорошо отражает его строение (рис. 18б). Наиболее пресные слои располагаются сверху, где наблюдается полная или частичная перекристаллизация первичных кристаллов и где сток рассола летом приводит почти к полному опреснению льда. Льды, в том или ином виде сохранившие реликтовую структуру, имеют большую соленость, но все же меньше, чем однолетний лед текущего сезона. Наибольшая соленость приходится на нижние слои, сформированные в текущей зимний сезон.

Границы изменения плотности двухлетнего льда совпадают с границами его слоев (рис. 19а). Менее соленые слои, располагающиеся сверху, имеют меньшую плотность по отношению к более соленому льду, сформированному снизу.

Вертикальный профиль предела прочности круглых пластин на изгиб, как и другие физические свойства, отражает строение льда. На рис. 19б приведены скользящие средние по трем значениям прочности круглых пластин. Прочностные характеристики льда во многом зависят от его температуры, которая, как правило, увеличивается с толщиной льда (рис. 18а), но строение, соленость и плотность льда также могут оказывать существенное влияние на его прочностные свойства. Так, слой 1, с большой пористостью, имеет наименьшие прочностные характеристики

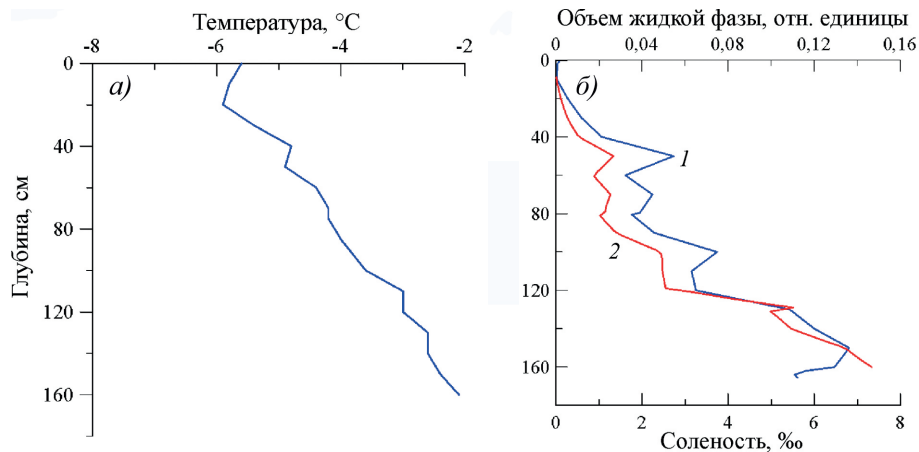


Рис. 18. Вертикальные профили температуры (а), солености и объема жидкой фазы (б) двухлетнего льда, 01.05.2019: 1 — соленость, 2 — объем жидкой фазы

Fig. 18. Vertical profiles of temperature (a) and salinity (б) of second-year ice, 01.05.2019: 1 — salinity, 2 — brine volume

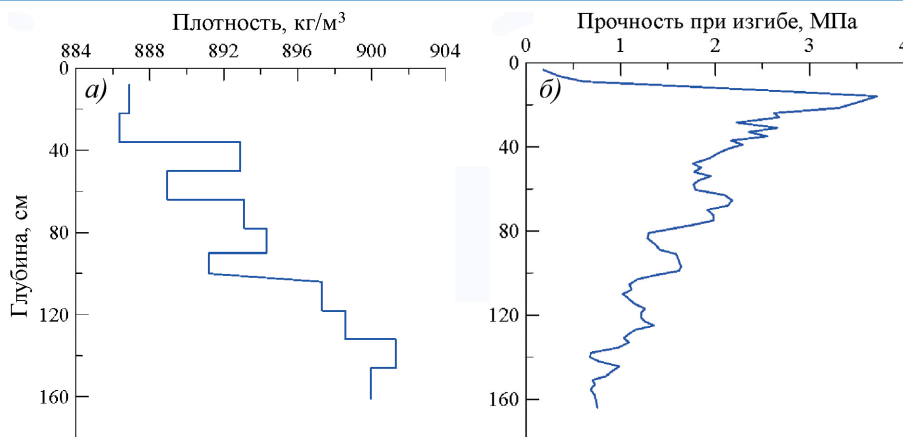


Рис. 19. Вертикальный профиль распределения плотности (а) и пределов прочности при изгибе круглых пластин (б) двухлетнего льда, 01.05.2019

Fig. 19. Vertical distribution of density (a) and strengths for bending of round plates (b) of second-year ice, 01.05.2019

(средняя прочность $0,18 \pm 0,14$ МПа), а слой 2, сформированный кристаллами практически пресного льда, имеет максимальные значения прочности по всей толщине (средняя прочность $2,59 \pm 1,13$ МПа). Четко просматривается разделение прочности льда по границе перехода от льда прошлого сезона, прошедшего термометаморфические изменения, ко льду, выросшему в текущем зимнем сезоне. Средняя прочность льда из слоев 3 и 4 — $1,92 \pm 0,32$ МПа, из слоев 5 и 6 — $1,06 \pm 0,33$ МПа.

На двухлетних льдах, в которых различия в строении льда более существенны, чем в однолетних, связь строения льда с его физическими свойствами просматривается более отчетливо.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Локальная прочность

На рис. 20 приведены определенные в экспедиции значения и зависимости локальной прочности от температуры льда и объема жидкой фазы.

Из рис. 20 видно, что значения локальной прочности увеличиваются с уменьшением температуры и объема жидкой фазы. Полученные линейные зависимости от температуры льда имеют вид:

$$\text{линия (1)} — \sigma_{loc} = 15,47 - 1,30 \cdot T_i, R^2 = 0,26,$$

$$\text{линия (2)} — \sigma_{loc} = 1,09 - 5,93 \cdot T_i, R^2 = 0,61,$$

$$\text{линия (3)} — \sigma_{loc} = -6,93 - 7,87 \cdot T_i, R^2 = 0,68,$$

где σ_{loc} — локальная прочность (МПа), T_i — температура льда (°C), R — коэффициент корреляции.

В 2017 — 2019 гг. на научно-исследовательском стационаре (НИС) «Ледовая база Мыс Баранова» было проведено достаточно большое количество определений локальной прочности льда. На основании 759 испытаний в диапазоне температур льда от $-1,8$ до $-18,0$ °C была получена зависимость локальной прочности от температуры льда [9]:

$$\sigma_{loc} = 13,61 - 1,88 \cdot T_i - 0,04 \cdot T_i^2. \quad (1)$$

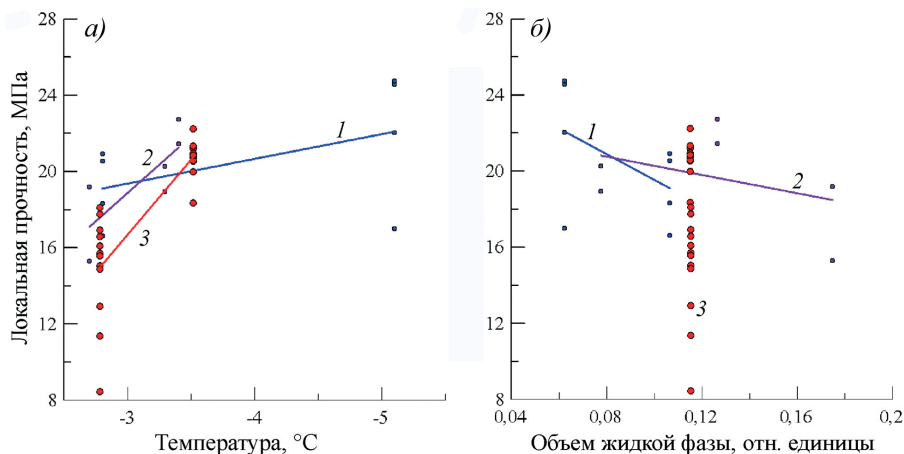


Рис. 20. Зависимости локальной прочности льда от температуры (а) и объема жидкой фазы (б): 1 — 05.04.2019, 2 — 12.04.2019, 3 — 22.04.2019

Fig. 20. Dependences of the local ice strength on temperature (a) and brine volume (б): 1 — 05.04.2019, 2 — 12.04.2019, 3 — 22.04.2019

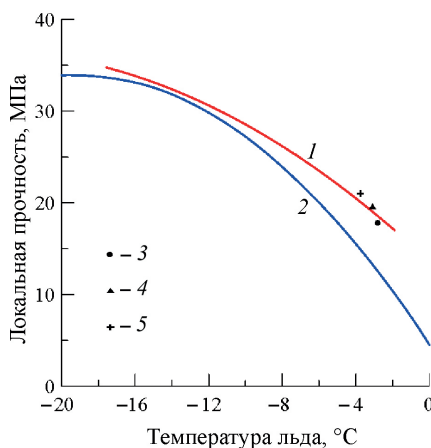


Рис. 21. Зависимость локальной прочности льда от температуры: 1 — аппроксимация полиномом 2-й степени по данным на НИС «Ледовая база Мыс Баранова» (2017 — 2019 гг.); 2 — аппроксимация Джонстона полиномом 2-й степени; 3 — среднее значение локальной прочности ровного льда; 4 — среднее значение локальной прочности льда из подошвы тороса; 5 — среднее значение локальной прочности деформированного льда, визуально выглядевшего как ровный

Fig. 21. Dependence of local ice strength on the temperature: 1 — approximation by a polynomial of the 2nd degree according to the data on the Ice Station “Cape of Baranov” (2017 — 2019); 2 — approximation of Johnstone by polynomial of the 2nd degree; 3 — average value of the local strength of ice; 4 — average local strength of ice from the bottom of the ridge; 5 — the average value of the local strength of the deformed ice, visually looked as level

Из рис. 21 видно, что полученные средние значения локальной прочности ровного и деформированного льда (точки 3 — 5) близки к значениям, получаемым по формуле (1). На этом же графике приведена зависимость локальной прочности от температуры льда (кривая 2) из работы Джонстона [10]:

$$\sigma_{loc} = 4,53 - 3,07 \cdot T_i - 0,08 \cdot T_i^2. \quad (2)$$

Зависимость (2) также получена на достаточно большом количестве экспериментальных данных (431 измерение в 102 скважинах), на недеформированном припае в Канадском секторе Арктики в зимнее, весеннее и летнее время. Наибольшее количество измерений проводилось в летнее время.

Из рис. 21 видно, что зависимости (1) и (2) в диапазоне температур льда от -20 до -8 °C дают близкие значения. При температурах льда выше -8 °C значения локальной прочности, рассчитываемые по формуле (2), ниже значений, получаемых по формуле (1). Наибольшие расхождения наблюдаются при температурах, близких к температуре плавления льда.

При высоких температурах льда зависимость (2) лучше согласуется с данными, полученными для льда, находящегося на поздних стадиях разрушения. Зависимость (1) при высоких температурах лучше описывает локальную прочность льда, находящегося на начальных стадиях разрушения.

В работе [10] отмечается, что значения локальных прочностей, полученные в отдельных испытаниях, могут значительно отличаться от расчетных. Близки к расчетным должны быть средние значения.

Зависимости локальной прочности в экспедиции «Трансактика-2019» получены в узком диапазоне температур. На деформированном льду 5 апреля максимальная разница температур составила 2,3 °C, 12 апреля — 0,7 °C, на ровном льду 22 апреля — 0,7 °C.

Разброс значений, полученных 5 апреля, был большим, что привело к низкому коэффициенту корреляции. Однако средние значения локальной прочности льда в скважинах были близки: от 19,32 до 22,74 МПа. Их среднее значение (21,03 МПа), как видно из рис. 21 (точка 5), близко к расчетному по формуле (1) — 21,10 МПа.

Близкими были средние значения локальной прочности в двух скважинах 12 апреля: 18,56 и 20,73 МПа. Их среднее значение (рис. 21, точка 4), близко к расчетному по формуле (1) — 19,64 и 19,05 МПа соответственно.

Для ровного льда измеренное среднее значение локальной прочности также близко к расчетному: 17,86 и 18,56 МПа.

На рис. 22 представлены зависимости локальной прочности от объема жидкой фазы, полученные по данным измерений на НИС «Ледовая база Мыс Баранова» и в работе П. Спенсера и Т. Моррисона [11].

Зависимость, полученная на НИС «Ледовая база Мыс Баранова» имеет вид:

$$\sigma_{loc} = 39,21 - 72,42 \cdot \sqrt{v_b}, \quad R^2 = 0,51, \quad (3)$$

где v_b — объем жидкой фазы в относительных единицах.

Эта зависимость получена на большом количестве экспериментальных данных (527 значений) и имеет неплохой коэффициент корреляции.

Для получения своей зависимости П. Спенсером и Т. Моррисоном [11] были объединены данные, полученные как на однолетнем льду, так и на многолетнем. По-видимому, такое объединение было сделано для получения большего количества экспериментальных данных (236 точек). Однако объединение таких различных типов льда стало одной из причин невысокого коэффициента корреляции ($R^2 = 0,34$).

Значения на рис. 20б имеют большой разброс, и коэффициент корреляции зависимостей от объема жидкой фазы получился низким ($R^2 = 0,17$ — 0,26). Средние значения оказались на 2,2 — 5,8 МПа выше расчетных по формуле (3).

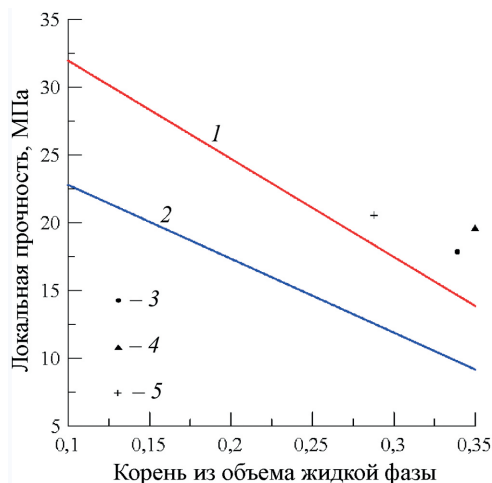


Рис. 22. Зависимость локальной прочности льда от объема жидкой фазы: 1 — аппроксимация по данным на НИС «Ледовая база Мыс Баранова» (2017 — 2019 гг.); 2 — аппроксимация П. Спенсера и Т. Моррисона [11]; 3 — среднее значение локальной прочности ровного льда; 4 — среднее значение локальной прочности льда из подошвы тороса; 5 — среднее значение локальной прочности деформированного льда, визуально выглядевшего как ровный

Fig. 22. Dependence of local ice strength on the liquid phase volume: 1 — approximation according to the data on the Ice Station «Cape of Baranov» (2017 — 2019); 2 — approximation of P. Spenser and T. Morrison [11]; 3 — average value of the local strength of ice; 4 — average local strength of ice from the bottom of the ridge; 5 — the average value of the local strength of the deformed ice, visually looked as level

Прочность при изгибе

На рис. 23 приведены зависимости прочности круглых пластин льда при центральном изгибе от температуры и объема жидкой фазы.

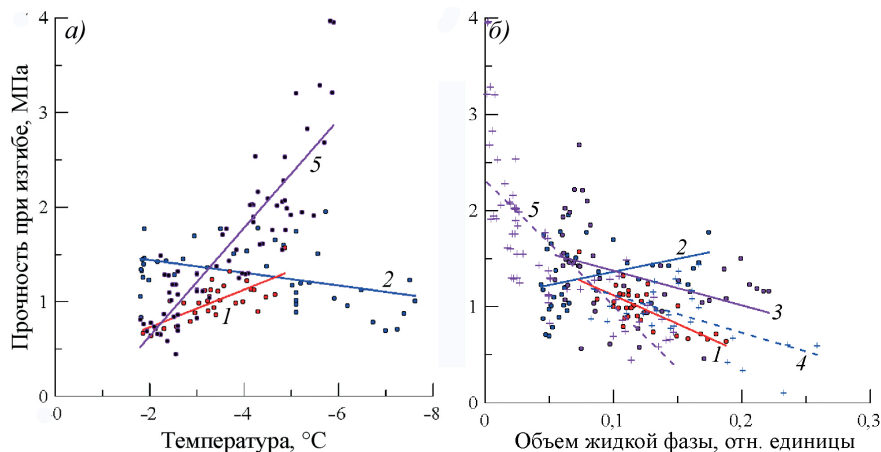


Рис. 23. Зависимости прочности образцов льда при изгибе от температуры (а) и объема жидкой фазы (б): 1 — 19.04.2019, 2 — 01.04.2019, 3 — 07.04.2019, 4 — 28.04.2019, 5 — 01.05.2019

Fig. 23. Dependences of the strength of ice samples in bending on temperature (a) and brine volume (b): 1 — 19.04.2019, 2 — 01.04.2019, 3 — 07.04.2019, 4 — 28.04.2019, 5 — 01.05.2019

Как и следовало ожидать, в большинстве случаев значения прочности увеличиваются с уменьшением температуры и объема жидкой фазы. Исключение составили данные, полученные 1 апреля. Эти данные имеют большой разброс и низкий коэффициент корреляции ($R^2 = 0,11 — 0,17$). Как уже отмечалось, в начале экспедиции льдина находилась в теплых атлантических водах, активно шли процессы разрушения льда. Видимо, это увеличило неоднородность льда и отразилось на механических характеристиках.

Полученные линейные зависимости имеют вид:

ровный однолетний лед (линия 1)

$$\sigma_f = 0,33 - 0,20 \cdot T_p, R^2 = 0,58,$$

$$\sigma_f = 1,71 - 5,94 \cdot v_b, R^2 = 0,56;$$

ровный двухлетний лед (линия 5)

$$\sigma_f = 0,51 - 0,57 \cdot T_p, R^2 = 0,76,$$

$$\sigma_f = 2,31 - 13,01 \cdot v_b, R^2 = 0,56,$$

где σ_f — прочности круглых пластин льда при центральном изгибе (МПа).

Зависимости прочности при изгибе получены в диапазоне температур от $-1,9$ до $-5,9$ °C.

Зависимость прочности при изгибе как от температуры, так и от объема жидкой фазы ярче выражена у ровного двухлетнего льда, чем у однолетнего.

Прочность при одноосном сжатии

На рис. 24 приведены зависимости прочности при одноосном сжатии образцов льда, выбуренных перпендикулярно поверхности ледяного покрова, от температуры и объема жидкой фазы.

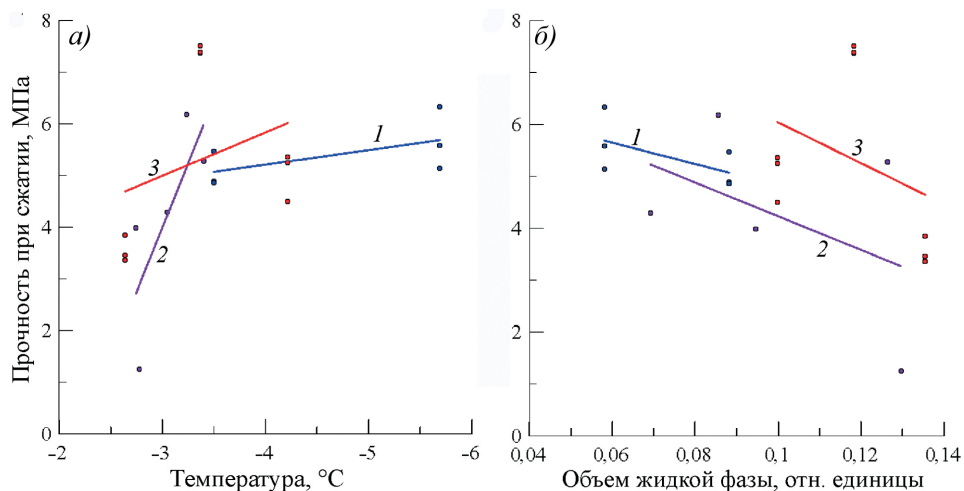


Рис. 24. Зависимости прочности при одноосном сжатии образцов льда, выбуренных перпендикулярно поверхности ледяного покрова, от температуры (а) и объема жидкой фазы (б): 1 — 6.04.2019, 2 — 13.04.2019, 3 — 21.04.2019

Fig. 24. Dependences of the strength under uniaxial compression of ice samples drilled perpendicular to the surface of the ice cover on the temperature (a) and the brine volume (b): 1 — 6.04.2019, 2 — 13.04.2019, 3 — 21.04.2019

Значения прочности при одноосном сжатии увеличиваются с уменьшением температуры и объема жидкой фазы. Значения прочности образцов деформированного льда 13 апреля получены в узком диапазоне температур: от $-2,7$ до $-3,4$ °C. У образцов ровного льда, испытанных 21 апреля, самым прочным оказался средний слой, имеющий среднюю температуру и объем жидкой фазы. Чтобы соответствовать международным требованиям к размерам образцов, они имели высоту 25 — 30 см [12]. При такой высоте прочность образцов из верхнего слоя определялась низкой прочностью наложенного льда. В результате коэффициент корреляции полученных зависимостей оказался низким ($R^2 = 0,11 — 0,13$).

Самый большой коэффициент корреляции у зависимостей был получен у образцов деформированного льда 6 апреля (линия 1):

$$\sigma_{\perp} = 4,09 - 0,28 \cdot T_p, R^2 = 0,37,$$

$$\sigma_{\perp} = 6,88 - 20,49 \cdot v_b, R^2 = 0,37,$$

где $\sigma_{\perp}$ — прочность при одноосном сжатии образцов льда, выбуренных перпендикулярно поверхности ледяного покрова (МПа).

Температура большинства образцов льда была высокой. Чтобы обеспечить хрупкое разрушение, скорость деформации составляла $(2 — 4) \cdot 10^{-2} \text{ с}^{-1}$. Прочность образцов при одноосном сжатии в подавляющем большинстве случаев изменялась от 3 до 6 МПа. Это соответствует интервалу прочностей льда при сжатии для данных скоростей деформации [13].

На рис. 25 приведены зависимости прочности при одноосном сжатии образцов льда, выбуренных параллельно поверхности ледяного покрова, от температуры и объема жидкой фазы.

Значения прочности при одноосном сжатии увеличиваются с уменьшением температуры и объема жидкой фазы. Значения прочности образцов деформированного льда 14 апреля получены в узком диапазоне температур: от $-3,2$ до $-3,3$ °C.

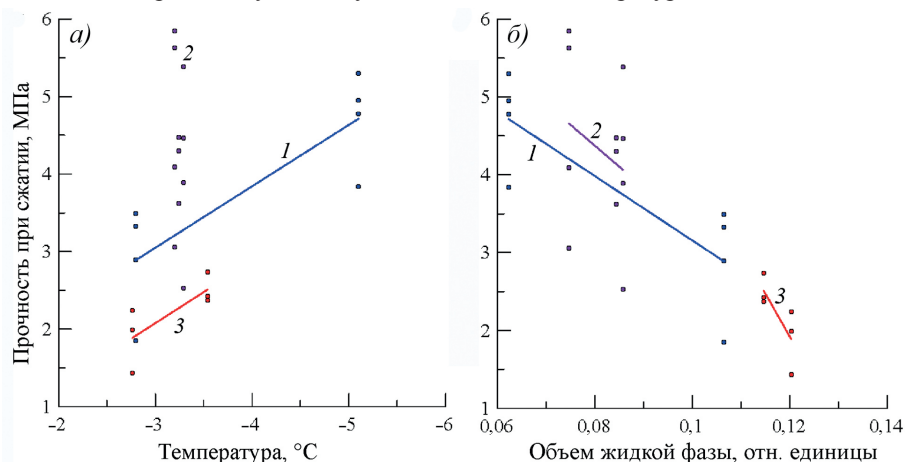


Рис. 25. Зависимости прочности при одноосном сжатии образцов льда, выбуренных параллельно поверхности ледяного покрова, от температуры (а) и объема жидкой фазы (б): 1 — 6.04.2019, 2 — 14.04.2019, 3 — 21.04.2019

Fig. 25. Dependences of the strength under uniaxial compression of ice samples drilled parallel to the surface of the ice cover on the temperature (a) and the brine volume (b): 1 — 6.04.2019, 2 — 14.04.2019, 3 — 21.04.2019

Полученные линейные зависимости имеют вид:

деформированный лед (линия 1)

$$\sigma_{II} = 0,67 - 0,79 \cdot T_p, R^2 = 0,70,$$

$$\sigma_{II} = 7,29 - 41,33 \cdot v_b, R^2 = 0,70,$$

ровный однолетний лед (линия 3)

$$\sigma_{II} = -0,32 - 0,80 \cdot T_p, R^2 = 0,58,$$

$$\sigma_{II} = 15,17 - 110,44 \cdot v_b, R^2 = 0,58,$$

где σ_{II} — прочность при одноосном сжатии образцов льда, выбуренных параллельно поверхности ледяного покрова (МПа).

По разным литературным данным локальная прочность превышает прочность образцов льда при одноосном сжатии в 2 ... 5 раз [2, 14 — 17]. До сих пор еще не разработан универсальный коэффициент или уравнение для надежной связи локальной прочности с прочностью образцов льда при одноосном сжатии или любым другим типом прочности льда [10]. Отчасти это связано с тремя усложняющими факторами. Во-первых, вокруг индентора при его внедрении в стенку скважины развивается сложное поле напряжений, которое не похоже на то, которое встречается в образце в прессе даже при трехосном нагружении. Во-вторых, факторы, которые влияют на прочность малых образцов льда при нагружении в прессе (т.е. скорость деформации/напряжения, направление силы), менее важны для определения локальной прочности. В-третьих, в нормативных документах [14, 18, 19] не регламентированы некоторые условия проведения испытаний образцов льда при одноосном сжатии.

В экспедиции «Трансарктика-2019» соотношение между локальной прочностью и прочностью при одноосном сжатии образцов льда, выбуренных параллельно поверхности льда, для деформированного льда равно 4,5, для деформированного льда у торосистого образования — 4,7. Эти соотношения соответствуют литературным данным.

На основании испытаний локальной прочности льда можно оценивать прочность ледяного покрова при сжатии, не выбуривая керны и не испытывая образцы льда под нагрузкой. Соотношение σ_{loc}/σ_{II} в соответствии с существующими нормативными документами может служить одним из параметров для определения расчетной прочности льда и, соответственно, для расчета ледовых нагрузок на морские сооружения арктического шельфа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье приведены данные по морфометрическим, основным физическим и механическим свойствам льда, определенным в экспедиции «Трансарктика-2019». Дрейф основной льдины экспедиции проходил между архипелагами Земля Франца-Иосифа и Шпицберген. Свойства ледяного покрова в этом районе изучены еще недостаточно.

В период с 28 марта по 28 апреля работы выполнялись на поле сморози однолетнего льда. На льдине имелись многочисленные торосы. Исследования показали, что большая часть льдины является не льдом, выросшим снизу в естественных условиях, а ледяным образованием, сформированным в процессе динамического метаморфизма. Блоки, сложившие этот лед, имеют различное происхождение: куски льда волокнистой структуры, куски льда, сложенные зернистыми кристаллами, набивной и шуговой лед.

Внимания заслуживает факт, что, несмотря на низкие температуры воздуха и температурный градиент во льду, нарастание льда не происходило. Средняя толщина ровного льда за время наблюдений не изменилась, на нижней поверхности отсутствовал ажурный слой. Выдвинуто предположение, что это связано с нахождением льдины в теплых атлантических водах в самом начале экспедиции.

За время экспедиции увеличилась средняя температура и соленость льда. Значения механических характеристик уменьшились с ростом температуры и объема жидкой фазы. Средние значения локальной прочности были близки к значениям, получаемым по квадратичной аппроксимации для льдов в районе НИС «Ледовая база Мыс Баранова». Измерения механических характеристик ровного льда показали, что в целом они соответствуют характеристикам прочности льда с преобладанием волокнистой структуры.

Двухлетние льды все реже встречаются в Арктике. Все реже появляется возможность для их изучения. Сохраняется тенденция к уменьшению площади, покрытой льдом, в конце летнего периода. Двухлетние льды имеют большую, чем однолетние, толщину и прочность, они несут повышенную угрозу судоходству и морским инженерным сооружениям. Поэтому данные о двухлетних льдах имеют особую ценность.

Конфликт интересов. У авторов нет конфликта интересов.

Финансирование. Обработка данных выполнена в рамках плановой научной тематики ААНИИ по проекту 5.1.5 ЦНТП Росгидромета «Исследование крупномасштабной динамики, физических процессов, механики деформирования и разрушения морских льдов с целью совершенствования методов краткосрочного прогнозирования сжатия и торошения».

Благодарность. Авторы выражают благодарность сотруднику ААНИИ А.А. Шушлебину за ценные замечания и предложения при работе над статьей.

Competing interests. The authors have no competing interests.

Funding. Data processing was carried out as a part of the AARI planned scientific topic under the project 5.1.5 of the Targeted Scientific and Technical Program of Roshydromet (TSTP) “Research of large-scale dynamics, physical processes, mechanics of deformation and destruction of sea ice in order to improve methods for short-term forecasting of compression and ridging”.

Acknowledgement. The authors are grateful to A.A. Shushlebin (AARI) for valuable comments and suggestions when working on this article.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Корнишин К.А., Тарасов П.А., Ефимов Я.О., Гудошников Ю.П., Ковалев С.М., Миронов Е.У., Макаров Е.И., Нестеров А.В. Исследования ледового режима на акватории Хатангского залива в море Лаптевых // Лед и снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 396–404. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-396-404.
2. Kovalev S.M., Smirnov V.N., Borodkin V.A., Kolabutin N.V. Research of the physical-mechanical properties of sea ice at the scientific research station “Ice base the cape of Baranov” // Тр. V Всероссийской конференции с международным участием «ПОЛЯРНАЯ МЕХАНИКА», 9—11 окт. 2018, г. Новосибирск. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2018. V. 193. 012030. doi:10.1088/1755-1315/193/1/012030.
3. Kovalev S.M., Smirnov V.N., Borodkin V.A., Shushlebin A.I., Kolabutin N.V., Kornishin K.A., Efimov Y.O., Tarasov P.A., Volodin D.A. Physical and Mechanical Characteristics of Sea Ice in the

- Kara and Laptev Seas // International Journal of Offshore and Polar Engineering. 2019. V. 29. № 4. P. 369 — 374. doi:10.17736/ijope.2019.jc767.
4. Cox G.F.N., Weeks W.F. Equations for determining the gas and brine volumes in sea-ice samples // J. of Glaciology. 1983. V. 29. № 102. P. 306–316.
5. Frankenstein G.E., Garner R. Equations for determining the brine volume of sea ice from -0.5 to -22.9 °C // J. of Glaciology. 1967. V. 6. № 48. P. 943–944.
6. Фролов И.Е., Иванов В.В., Фильчук К.В., Макитас А.П., Кустов В.Ю., Махотина И.А., Иванов Б.В., Уразильдеева А.В., Семин В.Л., Зимина О.Л., Крылов А.А., Богин В.А., Захаров В.Ю., Мальшев С.А., Гусев Е.А., Барышев П.Е., Пильгаев С.В., Ковалев С.М., Тюряков А.Б. Трансарктика-2019: зимняя экспедиция в Северный Ледовитый океан на НЭС «Академик Трёшников» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 3. С. 255 — 274.
7. Зубов Н.Н. Льды Арктики. М.: Изд-во Главсевморпути, 1945. 360 с.
8. Тышко К.П., Черепанов Н.В., Федотов В.И. Кристаллическое строение морского ледяного покрова. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 68 с.
9. Смирнов В.Н., Ковалев С.М., Шушлебин А.И., Колабутин Н.В., Знаменский М.С. Мониторинг физико-механического состояния морского льда и краткосрочное прогнозирование экстремальных ледовых явлений // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 2. С. 162 — 179.
10. Johnston M.E. Strength-Temperature Relationships for First-year, Second-year and Multi-year Sea Ice // Proceedings of the Twenty-ninth (2019) International Ocean and Polar Engineering Conference. Honolulu, Hawaii, USA, June 16 — 21, 2019. P. 707 — 714.
11. Spencer P., Morrison T. Analysis of borehole jack ice strength data using quantile regression // Proceedings of the 23rd International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, POAC'15, June 14 — 18, 2015, Trondheim, Norway. URL: <http://www.poac.com/Papers/2015/pdf/poac15Final00011.pdf> (дата обращения 10.09.2020).
12. Schwarz J., Frederking R., Gavrilov V., Petrov I. et al. Standardized testing methods for measuring of mechanical properties of ice // Cold Regions Science and Technology. 1981. V. 4. P. 245 — 253.
13. Ваганов Р.Х., Гаврилов В.П., Козлов А.И., Лебедев Г.А., Логвин А.И. Дистанционные методы исследования морских льдов. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 344 с.
14. ISO/FDIS 19906:2010(E). Petroleum and natural gas industries — Arctic offshore structures, 2010. URL: https://www.rosneft.com/upload/site2/01/ISO_19906.pdf (дата обращения 10.09.2020).
15. Kovalev S.M., Korostev V.G., Nikitin V.A., Smirnov V.N., Shushlebin A.I. Application of a borehole jack for determination the local strength of fresh and sea ice // Proc. of the 17th Int. Symp. on Ice. St. Petersburg: IAHR, 2004. P. 147 — 153.
16. Masterson D.M. Interpretation of in situ borehole ice strength measurement tests // Can. J. Civ. Eng. 1996. V. 23 (1). P. 165 — 179.
17. Sinha N.K. The Borehole Jack — Is It a Useful Tool? // Proc. of 5th International Offshore Mechanics and Arctic Engineering Symposium (OMAE), 1986. Tokyo, Japan. P. 328 — 335.
18. Свод правил 11-114-2004. Инженерные изыскания на континентальном шельфе для строительства морских нефтегазовых сооружений. М.: Госстрой России, 2004. 88 с.
19. Свод правил 38.13330.2018. Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов). СНиП 2.06.04-82*. М.: Минстрой России, 2018. 122 с.

REFERENCES

1. Kornishin K.A., Tarasov P.A., Efimov I.A., Gudoshnikov Iu.P., Kovalev S.M., Mironov E.U., Makarov E.I., Nesterov A.V. Research of ice regime in the water area of the Khatanga Bay in the Laptev Sea. *Led i sneg*. Ice and snow. 2018, 58 (3): 396–404. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-396-404. [In Russian].

2. Kovalev S.M., Smirnov V.N., Borodkin V.A., Kolabutin N.V. Research of the physical-mechanical properties of sea ice at the scientific research station “Ice base the cape of Baranov”. Proc. Proceedings of the V All-Russian conference with international participation «POLAR MECHANICS», 9—11 oct. 2018, Novosibirsk. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2018, 193: 012030. doi:10.1088/1755-1315/193/1/012030.
3. Kovalev S.M., Smirnov V.N., Borodkin V.A., Shushlebin A.I., Kolabutin N.V., Kornishin K.A., Efimov Y.O., Tarasov P.A., Volodin D.A. Physical and Mechanical Characteristics of Sea Ice in the Kara and Laptev Seas. International Journal of Offshore and Polar Engineering. 2019, 29 (4): 369 — 374. doi:10.17736/ijope.2019.jc767.
4. Cox G.F.N., Weeks W.F. Equations for determining the gas and brine volumes in sea-ice samples. J. of Glaciology. 1983, 29 (102): 306 — 316.
5. Frankenstein G.E., Garner R. Equations for determining the brine volume of sea ice from -0.5 to -22.9 °C. J. of Glaciology. 1967, 6 (48): 943 — 944.
6. Frolov I.E., Ivanov V.V., Filchuk K.V., Makshtas A.P., Kustov V.Y., Mahotina I.A., Ivanov B.V., Urazgildeeva A.V., Syoemin V.L., Zimina O.L., Krylov A.A., Bogin V.A., Zakharov V.Y., Malyshev S.A., Gusev E.A., Baryshev P.E., Pilgaev S.V., Kovalev S.M., Turyakov A.B. Transarktika-2019: winter expedition in the Arctic Ocean on the R/V “Akademik Tryoshnikov”. Problemy Arktiki i Antarkтики. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (3): 255 — 274.
7. Zubov N.N. L'dy Arktiki. Ice of the Arctic. Moscow: Publishing house of the Glavsevmorput', 1945: 360 p. [In Russian].
8. Tyshko K.P., Cherepanov N.V., Fedotov V.I. Kristallichesкое stroenie morskogo ledjanogo pokrova. Crystal structure of the sea ice cover. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 2000: 68 p. [In Russian].
9. Smirnov V.N., Kovalev S.M., Shushlebin A.I., Kolabutin N.V., Znamenskiy M.S. Monitoring of the physical and mechanical state of sea ice and short-term prediction of extreme ice phenomena. Problemy Arktiki i Antarkтики. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (2): 162 — 179. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-2-162-179>.
10. Johnston M.E. Strength-Temperature Relationships for First-year, Second-year and Multi-year Sea Ice. Proceedings of the Twenty-ninth (2019) International Ocean and Polar Engineering Conference Honolulu, Hawaii, USA, June 16-21, 2019: 707 — 714.
11. Spencer P., Morrison T. Analysis of borehole jack ice strength data using quantile regression. Proceedings of the 23rd International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, POAC'15, June 14 — 18, 2015, Trondheim, Norway. Available at: <http://www.poac.com/Papers/2015/pdf/poac15Final00011.pdf> (accessed 10.09.2020).
12. Schwarz J., Frederking R., Gavrilov V., Petrov I. et al. Standardized testing methods for measuring of mechanical properties of ice. Cold Regions Science and Technology. 1981, 4: 245 — 253.
13. Vagapov R.Kh., Gavrilov V.P., Kozlov A.I., Lebedev G.A., Logvin A.I. Distantsonnye metody issledovaniia morskikh l'dov. Remote sensing methods of sea ice research. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 1993: 344 p. [In Russian].
14. ISO/FDIS 19906:2010(E). Petroleum and natural gas industries — Arctic offshore structures, 2010: Available at: https://www.rosneft.com/upload/site2/01/ISO_19906.pdf (accessed 13.04.2020).
15. Kovalev S.M., Korostelev V.G., Nikitin V.A., Smirnov V.N., Shushlebin A.I. Application of a borehole jack for determination the local strength of fresh and sea ice. Proc. of the 17th Int. Symp. on Ice. S.-Petersburg, IAHR. 2004: 147 — 153.
16. Masterson D.M. Interpretation of in situ borehole ice strength measurement tests. Can. J. Civ. Eng. 1996, 23 (1): 165 — 179.
17. Sinha N.K. The Borehole Jack — Is It a Useful Tool? Proc. 5th International Offshore Mechanics and Arctic Engineering Symposium (OMAE), Tokyo, Japan. 1986: 328 — 335.

18. *Svod pravil 11-114-2004. Inzhenernye izyskanija na kontinental'nom shel'fe dlja stroitel'stva morskikh neftegazopromyslovyyh sooruzhenij.* (Set of Rules 11-114-2004. Engineering surveys on the continental shelf for the construction of offshore oil and gas facilities). Moscow: Gosstroy of Russia, 2004. 88 p. [In Russian].

19. *Svod pravil 38.13330.2018. Nagruzki i vozdeystvija na gidrotehnicheskie sooruzhenija (volnovye, ledovye i ot sudov). SNiP 2.06.04-82*.* (Set of Rules 38.13330.2018. Loads and impacts on hydraulic structures (wave, ice and from ships)). Moscow: Ministry of Construction of Russia, 2018: 122 p. [In Russian].

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-321-336>
УДК 504.4:551



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

МЕХАНИКА КОЛЕБАНИЙ И ВОЛН ВО ЛЬДАХ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА ПРИ ЯВЛЕНИЯХ СЖАТИЯ И ТОРОШЕНИЯ

В.Н. СМІРНОВ, С.М. КОВАЛЕВ, А.А. НЮБОМ, М.С. ЗНАМЕНСКИЙ*

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

**smirnov@aari.ru*

Резюме

Одной из основных научных и прикладных проблем в Северном Ледовитом океане является разработка методов краткосрочного прогнозирования явлений сжатия и торошения морских льдов, образования во льду локальных и протяженных разломов и разводей. Выявление связи процессов в системе атмосфера — лед — океан необходимо для совершенствования моделей климата. В связи с этим важны результаты по натурным инструментальным измерениям параметров крупномасштабной механики и динамики льда, которые позволят объяснить природу наблюдаемых ледовых процессов. В экспедиции «Трансарктика-2019» с помощью пространственной расстановки сейсмометров и наклономеров на дрейфующем ледяном покрове проводились исследования колебаний и волн в системе лед — вода. Получены новые научные результаты по широкому спектру физико-механических явлений в океане: воздействие на лед океанической зыби, сжатие и торошение, разлом ледяных полей, приливные сжатия.

Ключевые слова: волны, дрейфующий лед, колебания, мониторинг, приливные сжатия, разломы льда, трещины.

Для цитирования: Смирнов В.Н., Ковалев С.М., Нюбом А.А., Знаменский М.С. Механика колебаний и волн во льдах Северного Ледовитого океана при явлениях сжатия и торошения // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. №. 3. С. 321 — 336. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-321-336>.

Поступила 6.06.2020

После переработки 2.09.2020

Принята 5.09.2020

MECHANICS OF OSCILLATIONS AND WAVES IN THE ICE OF THE ARCTIC OCEAN DURING COMPRESSION AND RIDGING

VICTOR N. SMIRNOV, SERGEY M. KOVALEV, ALEXEY A. NUBOM, MAXIM S. ZNAMENSKIY*

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

**smirnov@aari.ru*

Summary

One of the main scientific and practical problems in the Arctic is the study of the dynamic state of the sea ice cover. The main parameters in the general model of drifting ice are the drift velocity vector, friction stress at the air-ice and ice-water interfaces, and the forces of dynamic interaction of ice fields. Establishing the connection between the large-scale processes in the atmosphere-ice-ocean system is necessary for developing methods of forecasting ice compression and ridging and the formation of local and extended fractures and leads, which help improve the existing climate models. The main aim is to obtain results of full-scale instrumental measurements of parameters of ice large-scale mechanics and dynamics, which provide a physical basis for explaining the nature of observed large-scale ice processes and allow one to perform physical parametrization. To accomplish this aim and evaluate the physicomaterial condition of the drifting ice cover of the Arctic Ocean, the "Transarktika-2019" expedition performed a real-time ice monitoring in April 2019. The investigation was conducted using seismometers and tiltmeters installed on the ice such that they formed a triangle with the sides measuring up to two kilometers. Data has been obtained on the wave and oscillation processes of crack formation, compression and ridging of ice. The possibilities of deciphering the initial data on the physics of wave and oscillatory processes in the ice-water system considerably increase when using the known methods of processing seismic signals. With use of spectral Fourier analysis wavelet-transformation of oscillations significantly extending possibilities of the seismic method at revelation of prognostic signs of crack formation and compression was applied. It is shown that the dynamics of ice processes can be connected with oceanic swell and tidal events. A possibility is created for obtaining new results in the investigation of large-scale mechanics of sea ice.

Keywords: cracks and fractures in ice, drifting ice, fluctuations and waves, monitoring methods, tidal compressions.

For Citation: Smirnov V.N., Kovalev S.M., Nubom A.A., Znamenskiy M.S. Mechanics of oscillations and waves in the ice of the Arctic ocean during compression and ridging. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (3): 321 — 336. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-321-336>.

Received 6.06.2020

Revised 2.09.2020

Accepted 5.09.2020

ВВЕДЕНИЕ

Механика деформирования морского ледяного покрова Северного Ледовитого океана (СЛО) и образование упорядоченных ледовых структур обусловлены крупномасштабными процессами в системе атмосфера — лед — океан [1 — 3]. Выявление физических связей процессов в такой системе необходимо для совершенствования моделей и методов прогнозирования сжатия и торошения льдов, образования во льду локальных и протяженных разломов и разводий. Перестройка структурных связей в ледяном покрове сопровождается колебаниями и волнами на поверхности океана. Фрагментация структуры льдов обусловлена циклическими процессами во льду, которые, в силу их регулярности, поддерживают постоянные состояния разрушения по большим пространственным и временным масштабам [4, 5]. Одними из основных процессов формирования структуры льдов являются периодические горизонтальные подвижки, проявляющиеся через разномасштабные деформационные процессы и возникающие при этом упругие волны во льду. Явление периодических горизонтальных смещений в сплоченном ледяном покрове СЛО можно представить как крупномасштабные релаксационные автоколебания [6]. Процесс может длиться несколько часов и состоять из периодических сбросов напряжений с интервалами от единиц до десятков минут. Полученные данные позволяют подойти к разработке модели явления автоколебаний для случая сплошного ледяного покрова при сжатии на контакте протяженного разрыва.

В настоящее время одной из важных задач в исследованиях морского льда остается выявление связей крупномасштабных физико-механических процессов с явлениями в атмосфере и океане в режиме реального времени. Особенно это касается выявления прогностических признаков сжатия и торошения льдов и сопутствующих этому океанических волн зыби и приливо-отливных явлений в океане. С этой целью в настоящей работе основное внимание уделено описанию методов регистрации волновых и колебательных процессов в дрейфующем ледяном покрове с помощью сейсмометров, наклономеров и дистанционной измерительной системы и некоторым результатам натурных наблюдений.

ИЗМЕРИТЕЛЬНАЯ ТЕХНИКА И МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Для регистрации колебаний и волн в ледяном покрове в широком частотном диапазоне от 0,0167 до 50 Гц применялись трехкомпонентные молекулярно-электронные сейсмометры СМЕ-4311LT. Наклонометры (измерители угла наклона в двух горизонтальных координатах) ИН-Д3а-360 могут также регистрировать горизонтальные ускорения при низкочастотных колебаниях. Сейсмометры и наклонометры устанавливались на специально изготовленные деревянные постаменты, вмороженные в лед на глубину до 30 см. Электропитание приборов осуществлялось от аккумуляторов. Для сбора и экспресс-анализа поступающих данных использовались АЦП Е14-140, логгеры «Байкал», компьютеры-регистраторы и дистанционная система мониторинга динамики дрейфующего морского льда, разработанная в лаборатории физики льда ААНИИ [7].

Сейсмометр. Сейсмометр характеризуется низким шумом, высокой чувствительностью, компактными размерами и небольшим весом. Он работает до -40°C и имеет высокое значение чувствительности — 4 кВт/мс^{-1} . Регистрация сигналов в диапазоне частот 0,02 — 100 Гц (или периодов от 0,01 до 50 с) осуществляется через плату АЦП на специализированный накопитель информации с привязкой к абсолютному времени. В зависимости от поставленной задачи сигналы от сейсмометра могут быть отражены в размерностях скорости смещения, смещения или ускорения. На рис. 1 показан пример записи волнового процесса в ледяном покрове от вертикальной компоненты сейсмометра в трех соответствующих размерностях. Во многих примерах обработки исходных данных такая информация играет важную роль при расшифровке природы того или иного процесса в системе лед — вода.

По зарегистрированному явлению с орбитальным движением льда на волне зыби следует сказать следующее. Известно, что в океане у поверхностной волны каждая частица воды движется по кругу в вертикальной плоскости, смещаясь вперед, когда она на гребне волны, и назад, когда она находится во впадине. В рассматриваемом примере со льдом, когда горизонтальная компонента совпадает с направлением движения волны, четко отмечается орбитальное движение льда в волне (рис. 1б). Если движение происходит по часовой стрелке, то можно считать, что направление движения самой волны происходит в направлении слева направо (показано на рисунках стрелкой). В течение минут-часов ось этого эллипса отклоняется от вертикали и меняется с периодичностью 5 — 10 градусов. Отклонение от вертикали и периодические колебания оси эллипса обусловлены, по-видимому, механикой взаимодействия слоя воды и нижней поверхности льда. В другое время наблюдений ось диаграммы эллипса вообще имеет незначительное отклонение от вертикали.

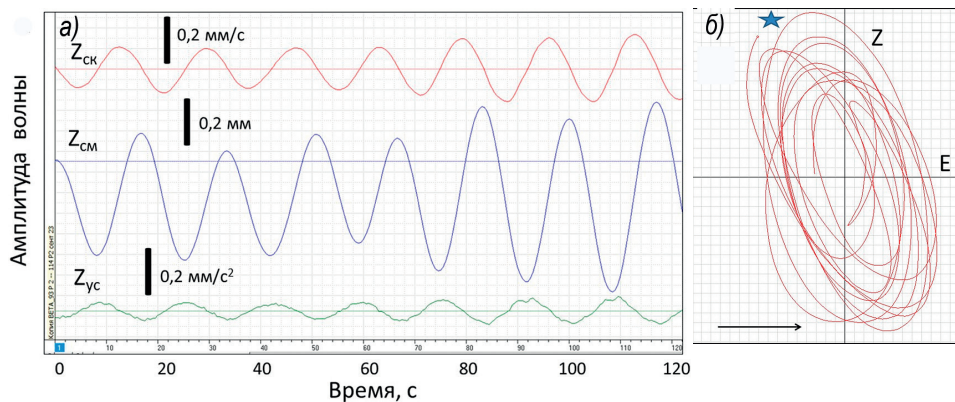


Рис. 1. Пример записи волнового процесса в ледяном покрове от вертикальной компоненты сейсмометра Z (а) и схема орбитального движения частиц льда в вертикальной плоскости в разное время ZE (б).

Размерности скорости смещения (Z_{ck}) мм/с, смещения (Z_{cm}) мм и ускорения (Z_{yc}) мм/с². Горизонтальная стрелка (б) — направление движения волны, звездочка — головная движущаяся точка в вертикальной плоскости. Станция Бета, 03.04.2019

Fig. 1. An example of recording the wave process in the ice cover from the vertical component of the seismometer Z and the scheme of the orbital motion of ice particles in the vertical plane

Dimensions of the displacement velocity Z_{ck} (mm/s), Z_{cm} — displacement (mm) and acceleration Z_{yc} (mm/s²) — a); ellipse in the plane ZE — b). Horizontal arrow (b) — direction of the wave, asterisk — the head moving point in the vertical plane. Beta station 03.04.2019

Здесь уместно привести выдержку из статьи норвежских ученых, проводивших исследования на припайном льду архипелага Шпицберген. «Было бы интересно исследовать, связано ли движение поверхности с напряжениями во льду, подобное случаю волновых напряжений в океане, поскольку этот фазовый сдвиг между вертикальными и горизонтальными движениями может быть важным компонентом быстрого разрушения прибрежного морского льда» [8, с.1996]. Этот вопрос будет рассмотрен в планируемой статье совместно с анализом данных по подледным течениям, по волнам зыби и короткопериодным внутренним волнам.

Наклономер ИН-Д3а-360. Применяемые в экспедиции измерители угла наклона в двух горизонтальных координатах ИН-Д3а-360 работают при температуре до -50°C и могут измерять также горизонтальные ускорения при низкочастотных колебаниях в дрейфующем ледяном покрове. Наклономер на выходе имеет сумму показаний в виде ускорений и наклонов. Диапазон измерения наклонов ± 360 угловых секунд или ± 1746 мкрад. Максимальное горизонтальное ускорение может достигать $17,5 \text{ мм/с}^2$ при динамическом диапазоне 60 дБ.

На протяжении всего мониторинга динамического состояния ледяного поля горизонтальными составляющими сейсмометра и накломера отмечено, что в диапазоне периодов 10 — 25 с кинематические характеристики волн зыби в горизонтальной плоскости почти одинаковы. При установке приборов ось N направлялась на магнитный север, ось E — на восток.

На рис. 2а представлены диаграммы скорости смещения и наклона льда при волне с периодом около 20 с. Из диаграмм видно, что движение волны преобладает по направлению оси E. На рис. 2б и 2в приведены диаграммы наклона $E_2 - N_1$

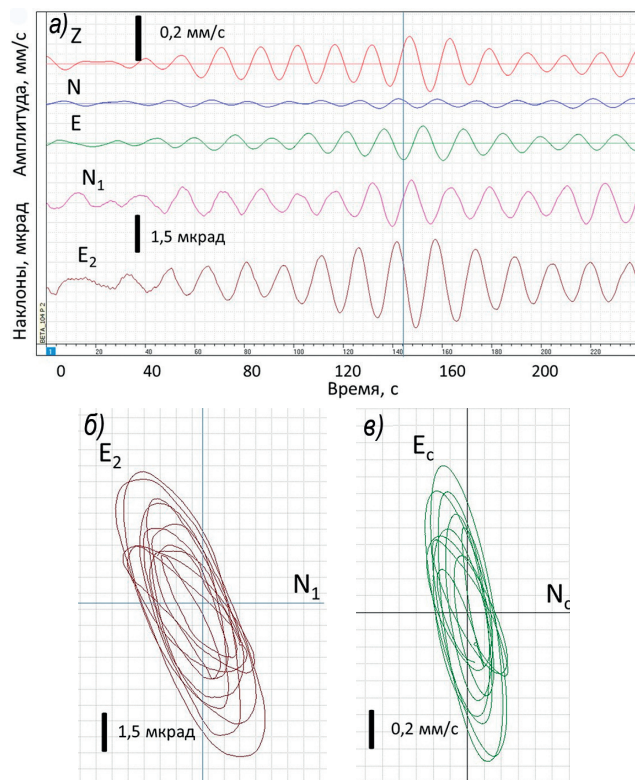


Рис. 2. Пример записи от сейсмометра (Z — вертикальная компонента, N, E — горизонтальные взаимно-перпендикулярные компоненты) и наклономера (N₁ и E₂) (а), диаграммы наклона E₂ — N₁ (б) и смещения E_c — N_c (в) льда в горизонтальной плоскости при волне с периодом около 20 с, 14 — 15.04.2019

Fig. 2. Example of recording from the seismometer (Z is vertical component, N, E are horizontal mutually perpendicular components) and the tilt meter (N₁ and E₂) (a), the diagram of the slope of E₂ — N₁ (b) and the displacement of E_c — N_c (c) of ice in the horizontal plane at a wave with a period of about 20 s, 14 — 15.04.2019

и смещения E_c — N_c льда в горизонтальной плоскости. Различие в направлениях движения волны, полученных двумя методами, незначительно.

При обработке цифровых данных применялась операция дифференцирования по времени показаний горизонтальных компонент сейсмометра. На рис. 3 приведены записи продольных и изгибно-гравитационных волн при образовании трещины во льду. Для визуального сходства ускорений с наклонами горизонтальные компоненты сейсмометра размещены парами с записями наклономера. Фазовые соотношения указывают на то, что все четыре канала зарегистрировали колебательное ускорение. При этом получены результаты, хорошо соотносящиеся с показаниями соответствующей компоненты наклономера. Максимальное значение амплитуды колебательного ускорения на составляющей по оси E достигали 0,05 мм/с². Можно считать, что наклономер кроме наклонов способен регистрировать вектор ускорения в горизонтальной плоскости. Процесс на рис. 3 характеризуется импульсами упругих волн

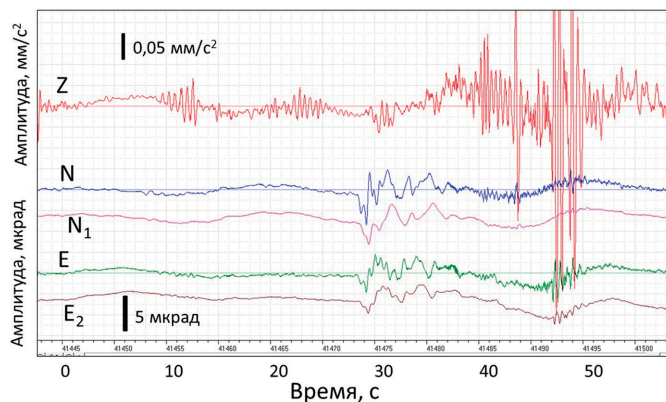


Рис. 3. Пример записи колебательного ускорения в колебаниях и волнах в ледяном покрове от сейсмометра Z, N, E и накломера N_1 и E_2 .

Горизонтальные компоненты N и E размещены парами с N_1 и E_2 соответственно. 12.04.2019, станция Гамма

Fig. 3. An example of recording the oscillatory acceleration in the wave processes in the ice cover from the Z, N, E seismometer and the N_1 and E_2 tiltmeters.

The horizontal components N and E are placed in pair with N_1 and E_2 , respectively. 12.04.2019, Gamma station

при образовании трещины во льду, дальнейшее развитие разрушения льда сопровождается образованием вертикальных изгибно-гравитационных волн с амплитудой до $\pm 0,2$ мм/с² и частотой около 0,2 Гц.

Методика вейвлет-преобразования колебаний (CWT). Возможности расшифровки исходных данных по физике волновых и колебательных процессов в системе лед — вода существенно расширяются при использовании известных методик обработки сейсмических сигналов. Например, наряду с использованием спектрального анализа Фурье применялось вейвлет-преобразование колебаний, значительно расширяющее возможности сейсмического метода при выявлении прогностических признаков трещинообразования и сжатия.

На рис. 4 представлены сравнительные данные по трещинообразованию во льду. Следует отметить, что вертикальные компоненты на всех станциях практически равны нулю, т.е. зарегистрирован процесс плоских упругих импульсов одновременно в трех точках ледяного поля при образовании сквозной трещины (рис. 4а). Визуально сотрудниками экспедиции были отмечены образовавшиеся трещины 12.04 в 11:28 МСК. На рис. 4б исходные данные приведены в диаграммах вейвлет-преобразования. Внизу рис. 4б прослеживаются периодические цуги волн зыби с периодом около 18 с. Как уже указывалось, в 11:28 МСК возникли короткие импульсы, зарегистрированные тремя станциями.

Связаны ли изгибные деформации льда от волн зыби с образованием трещин, покажет анализ результатов исследования механики образования трещин. Серия подобных измерений показывает, что при расчете характеристик волны с учетом геометрии треугольника сдвиг по времени между станциями может характеризовать скорость упругих волн.

Методика расчета вектора скорости и направления распространения волн. В натурных экспериментах по изучению физики распространения волн во льду используются различные схемы расстановки первичных датчиков на ледяном поле.

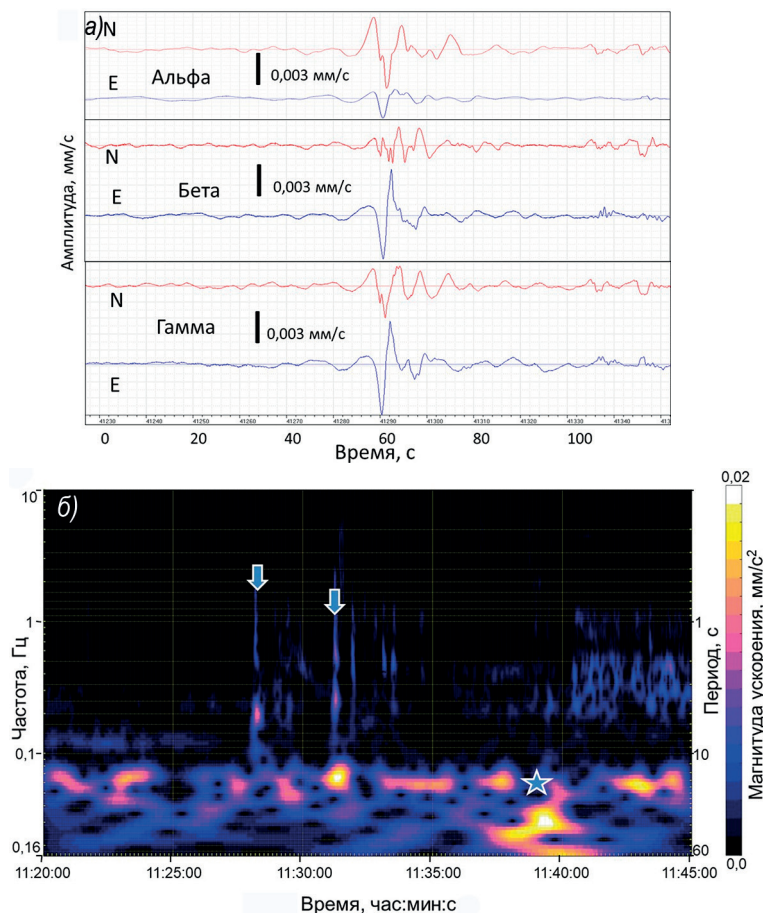


Рис. 4. Процесс регистрации упругих импульсов одновременно на трех станциях Альфа, Бета и Гамма при образовании сквозной трещины в ледяном поле — (а) и вейвлет-преобразование фоновых значений волн зыби и двух импульсов при образовании трещин — (б).

N, E — горизонтальные взаимно-перпендикулярные составляющие. Стрелки — импульсы при образовании трещин. Звездочка — цуг колебаний с периодом до 1 мин. Станция Гамма, канал N, 12.04.2019

Fig. 4. The process of registering elastic pulses simultaneously at three stations, Alpha, Beta and Gamma, during the formation of a through crack in the ice field — (a) and wavelet transformation of the background values of swell waves and two pulses during the formation of cracks — (b).

N, E are horizontal mutually transverse components. The arrows are pulses during the formation of cracks. The asterisk is a train of fluctuations with a period of up to 1 min. Gamma station, channel N, 12.04.2019

Линейные расстановки с интервалом между датчиками от 2 до 500 м позволяют определять скорость распространения упругих и гравитационных волн в широком частотном диапазоне. В экспериментах с заранее известным расположением источника волн фазовая скорость C определяется по коррелируемым фазам групп волн из простого соотношения $C = X/\Delta t$, где X — расстояние, пройденное волной по линии датчиков, Δt — время прохождения волной пути X . При изучении физико-механических процессов образования волн естественного происхождения, когда неизвестно расположение источника волн, используются расстановки приборов по треуголь-

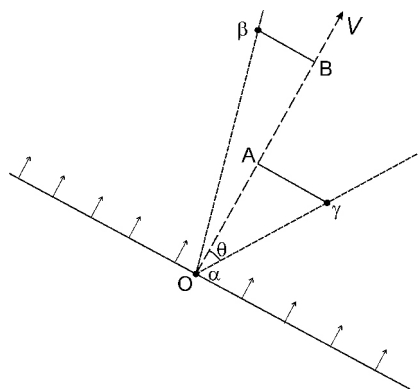


Рис. 5. Расчетная схема определения скорости и направления волны зыби в дрейфующем ледяном покрове при пространственной расстановке полевых станций α , β и γ .

A и B — проекции сторон треугольника на вектор скорости волны; θ — угол между одной из сторон треугольника и вектором скорости волны

Fig. 5. Calculation scheme for determining the velocity and direction of the swell wave in the drifting ice cover with a spatial arrangement of the field stations α , β and γ .

A and B are projections of the sides of the triangle on the wave velocity vector; θ is the angle between one of the sides of the triangle and the wave velocity vector

нику со сторонами от 30 м до 5 км. В самом общем виде для любой треугольной расстановки приборов и безотносительно к направлению распространения плоской волны методика расчета фазовой скорости и азимута определяется из схемы (рис. 5).

Методика взаимной корреляции двух временных рядов позволяет при последовательном сдвиге по времени относительно друг друга определять временной сдвиг Δt и характеризовать «кажущуюся» скорость распространения волны между станциями. Для определения истинной скорости V разработаны методики определения азимута и скорости распространения волнового процесса. В данной методике для расчета вектора скорости волн зыби (V) получена формула:

$$V = \frac{L_{\gamma} \cdot \cos(\theta)}{\Delta t_1},$$

где L_{γ} — расстояние между α и β , Δt_1 — время прохождения волной расстояния L_{γ} . θ — угол, отсчитываемый против часовой стрелки от луча, выходящего из станции Альфа на станцию Гамма, определялся по формуле:

$$\theta = \arccos \left(\pm \frac{\sqrt{(L_{\beta} \cdot \sin(\angle \alpha))^2}}{\left(\frac{\Delta t_2}{\Delta t_1} \cdot L_{\gamma} - L_{\beta} \cdot \cos(\angle \alpha) \right)^2 + (L_{\beta} \cdot \sin(\angle \alpha))^2} \right),$$

где $\angle \alpha = 11,24^\circ$, $L_{\beta} = 1904,72$ м — расстояние между α и β , $L_{\gamma} = 1273,28$ м, Δt_2 — время прохождения волной расстояния L_{β} . Значения $\angle \alpha$, L_{β} и L_{γ} определяются расстановкой приборов по схеме треугольника. Время Δt определялось по коррелируемым фазам цуга волн станций, например, Альфа и Бета, что позволяло оценить истинные скорости волны зыби. Проведенные расчеты показали, что скорость волн зыби изме-

нялась в пределах от 30 до 33 м/с. Подобные значения соответствуют проведенным ранее измерениям на дрейфующих станциях «Северный полюс» и теоретическим дисперсионным соотношениям фазовых и групповых скоростей изгибно-гравитационных волн [8, 9, 10]. Азимут, как правило, менялся в соответствии с источником зарождения волн.

Пример расчета оценки напряжений в ледяном покрове при изгибе его волнами зыби. Напряжения при изгибе ледяного поля волнами зыби могут достигать разрушающих напряжений. Вертикальные смещения (z) любой точки ледяного поля при изгибе его гравитационной волной определяются как $z = z_0 \cdot \sin kx$, где z_0 — амплитуда волны, м; $k = 2\pi/\lambda$ — волновое число, λ — длина волны, м; x — расстояние, м. Оценка несущей способности ледяного покрова путем расчета максимальных изгибных напряжений во льду основана на теории изгиба жестких пластин [3, 4].

Ниже приводится пример оценки напряжений в верхнем слое ледяной пластины, т.к. именно с него начинается образование и рост трещин при разрушении верхнего слоя гребня волны разрывом. Конечно, в этом случае не учитываются пластические свойства льда, и для расчета напряжений берется модуль Юнга. Напряжения сжатия — растяжения σ_x в ледяном поле можно оценивать по формуле:

$$\sigma_x = \frac{Ehz_0k^2}{2(1-\mu^2)},$$

где E — модуль упругости, МПа; h — толщина льда, м; μ — коэффициент Пуассона. При использовании этого выражения предполагается, что кривая профиля волны близка к цилиндрической. При следующих характеристиках льда и параметрах волны изгиба: $E = 3 \cdot 10^3$ МПа; $h = 1,0$ м; $\mu = 0,34$; $V = 30$ м/с; $T = 20$ с; $\lambda = CT$; $z_0 = 2 \cdot 10^{-3}$ м определено механическое напряжение сжатия ледяной пластины при фоновых/спокойных значениях амплитуд колебаний во льду. Согласно приведенной формуле, фоновые колебательные напряжения во льду составляли 0,3 кПа. Это очень незначительная величина, однако при интенсивных короткопериодных волнах с большой крутизной волновые напряжения могут достигать десятков кПа и приводить к разлому ледяного поля. Трудности определения разрушающих напряжений связаны также с выявлением визуальной связи появления трещин и записями приборов на ледяном поле. Рассмотренный пример оценки фоновых и разрушающих напряжений будет закладываться в алгоритм обработки данных с соответствующим оповещением трещинообразования и разломов льда в режиме реального времени.

Дистанционная измерительная система мониторинга состояния морского дрейфующего льда. Разработанная в лаборатории физики льда система позволяет следить за крупномасштабной механикой деформирования и разрушения ледяных полей. Практическое применение данной системы мониторинга дает возможность оценить степень динамичности ледяного покрова и на основании этого дать прогностические оценки степени устойчивости льда в данном районе в ближайший промежуток времени. Первичными звеньями системы являются полевые сейсмические станции сбора данных от присоединенных датчиков — сейсмометров и наклономеров [7]. Полевые станции сбора данных производят операцию оцифровки данных от датчиков с заданной частотой. При этом сбор всех каналов данных на станциях синхронизирован с помощью часов глобальной системы позиционирования. Данные сохраняются в локальном хранилище, а также по радиоканалу отправляются на сервер

сбора данных базовой станции в режиме реального времени. Каждая полевая станция сбора данных оснащается геолокационным модулем, который собирает и передает координаты станции через спутниковый радиоканал на судно, что позволяет всегда знать точное расположение полевой станции вне зависимости от работоспособности основного радиоканала. На льду станции расставляются по схеме треугольника. Такое размещение позволяет определять физические параметры прогрессивных волн. Важнейшими из них являются фазовая скорость и азимут распространения волны.

Все данные передавались на базовую станцию, находящуюся на НЭС «Академик Трёшников», состоящую из приемника/передатчика основного радиоканала, вторичного радиоканала для локальной передачи данных между выносным передатчиком основного радиоканала и сервером сбора данных. Сервер сбора данных принимал по радиоканалу данные от полевых станций в режиме реального времени и сохранял их в архиве. Также сервер сбора данных осуществлял вывод получаемых данных на графический дисплей в виде волновых профилей, принимаемых от всех полевых станций, с возможностью частотной обработки и выделения интересующей информации. Блок радиопередачи включает в себя основной радиоканал, радиомодуль 900 МГц с антенной, резервный радиоканал WI-FI, радиомодуль 2,4 ГГц с антенной. Управление полевой сейсмостанцией осуществляется с помощью защищенного ноутбука Panasonic CF-31. Регистратор основных каналов данных имеет в своем составе внутреннюю карту памяти объемом 8 Гб, на которую записывается собираемая информация. Регистрация сигналов базировалась на методике круглосуточного проведения инструментальных измерений. Применяемая в экспедиции «Трансарктика-2019» измерительная система с пространственной расстановкой приборов на льду обладает малым потреблением мощности от внешнего аккумулятора, большой емкостью энергонезависимой памяти, встроенным высокостабильным генератором и модулем GPS в совокупности с аналого-цифровым трактом, что обеспечивает качественные эксплуатационные характеристики для широкого круга научных и прикладных задач. В проведенных исследованиях круглосуточный мониторинг состояния дрейфующего ледяного покрова сопровождался визуальным осмотром ледяного поля лагеря станции, обнаружением, по возможности, сквозных трещин, подвижек и торошений. Особое внимание уделялось первичной информации, возникающей перед сжатием и торошением льдов. Прогностические признаки экстремальных характеристик динамики льда позволяют принимать меры безопасности в ледовом лагере.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Изгибно-гравитационные волны. На рис. 6 представлена картина колебательных и волновых процессов в системе лед — вода при воздействии ветра и волн океанической зыби. Все компоненты сейсмометра отражают колебания в широком диапазоне частот и обусловлены воздействием как локального ветра, так и приходящей зыби от далеких штормов на открытой воде. На горизонтальных компонентах сейсмометров отмечаются периодические импульсы, обусловленные полусуточными приливными сжатиями и подвижками в ледяном покрове, создающими упругие волны.

Квазистатические наклоны (каналы N_1 и E_2) ледяного поля отражали изменчивость его изостатического равновесия. Кроме того, наклонометры регистрировали динамические процессы с периодами до 30 мин. Объяснение природы длительного наклона ледяного поля 15 — 16.04.2019 на основании записей трех станций пока не дано. Сравнительно быстрые наклоны, по-видимому, были связаны с усилением

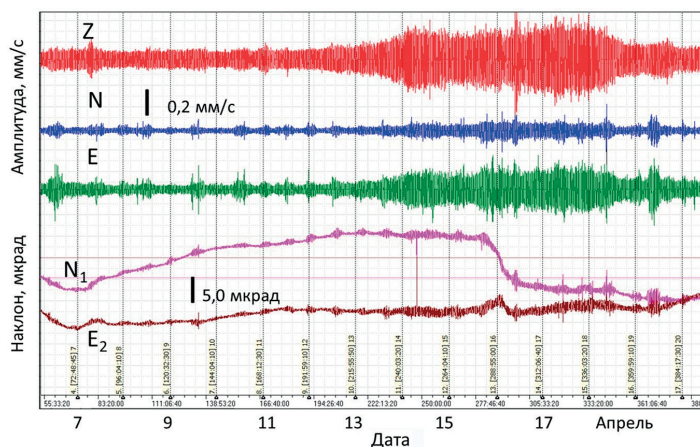


Рис. 6. Изменчивость динамических явлений при мониторинге состояния дрейфующего ледяного покрова в период 7—19.04.2019, станция Бета.

Z, N, E — исходные сигналы вертикального и горизонтальных компонент сейсмометра; N_1 , E_2 — исходная запись от двух компонент наклономера; масштаб меток наклономера 5,0 мкрад

Fig. 6 Variability of the dynamic phenomena when monitoring the state of the drifting ice cover, 7—19.04.2019. Beta Station.

Z, N and E are source signals of the vertical and horizontal components of the seismometer; N_1 and E_2 are the original recording from two components of the tiltmeter. The scale of the tiltmeter labels is 0.1 $V = 50$ мкрад

ем ветра, разломами и подвижками льда. Процесс деформирования ледяного поля отразился на записях наклономера в течение нескольких часов с последующим возвращением в исходное устойчивое состояние. Комплексный подход к обработке натурных метеорологических (скорость и направление ветра) и океанологических (скорость течения, короткопериодные внутренние волны, приливные явления...) данных позволит в дальнейшем выявить механику этого крупномасштабного ледового процесса.

Из общей картины динамики дрейфующего льда уверенно выделяются основные виды колебаний и волн при использовании полосовых фильтров. Как правило, применялись следующие полосовые фильтры: 0,2 — 2 Гц, 0,1 — 0,2 Гц, 0,047 — 0,060 Гц, 0,020 — 0,047 Гц. Например, на уровне сравнительно спокойного фона четко выделяются периодические узкополосные сигналы от ветрового воздействия и изгибно-гравитационных волн от приливных явлений в океане. Как показало сравнение полученных данных с локальными метеорологическими характеристиками, сигналы 15—16 апреля были обусловлены возникновением волн при воздействии ветра, разломах и подвижках льда.

Очевидно, что использование программы полосовых фильтров, спектрального анализа, кинематики волн дает возможность выявления природы волновых процессов и обнаружения возможных источников их зарождения. Естественно, что при обработке исходных данных следует учитывать периоды воздействия самого судна на лед при различного рода его маневрах или включении механизмов.

Волновые характеристики при сжатии льдов во время приливных явлений в океане. Известно, что сжатия морских льдов обусловлены ветром, приливами, уровнем моря, толщиной льда и его торосистостью. Все эти процессы и свойства

льда подвержены изменчивости, поэтому прогнозирование сжатия и торошения льдов является сложной задачей. Известно, что приливные сжатия в арктических льдах создаются в основном градиентами приливного течения, передающими силовое воздействие ледяному покрову через касательные напряжения на границе лед — вода. Несмотря на значительные успехи в изучении этого явления, можно констатировать, что природа возникновения и основные режимные характеристики сжатий понятны, но крупномасштабная механика сжатий требует более глубокого изучения [11]. Поэтому постановка инструментальных наблюдений динамического состояния морского льда в экспедиции «Трансарктика-2019» является существенным шагом в изучении явления сжатия и торошения льдов при приливных явлениях в СЛО.

На рис. 7 показаны периодические всплески амплитуды волн как от сейсмометров, так и от наклономера с периодичностью около 12 часов. Из показаний приборов, установленных на полигоне размером до двух километров, следует, что волновые явления с частотами в диапазоне 0,05 — 10 Гц, а также квазистатические наклоны ледяного поля дрейфующей станции совершают коррелируемые движения на больших пространствах ледяного покрова. На рис. 8 представлен пример типичной картины спектра колебаний льда при мониторинге состояния дрейфующего ледяного покрова в течение сравнительно длительного времени. Длина блока выборки сигнала для обработки составляла 48 часов. Все это позволило выделять волны зыби и инфранизкочастотный шум в диапазоне инфразвуковых частот (до 1 Гц) длительностью 4 — 5 часов и с периодичностью 12 часов.

Все это позволяет говорить нам о том, что зарегистрированные процессы обусловлены полусуточными приливо-отливными явлениями в океане. Можно определить рассматриваемое явление как эффект приливного сжатия.

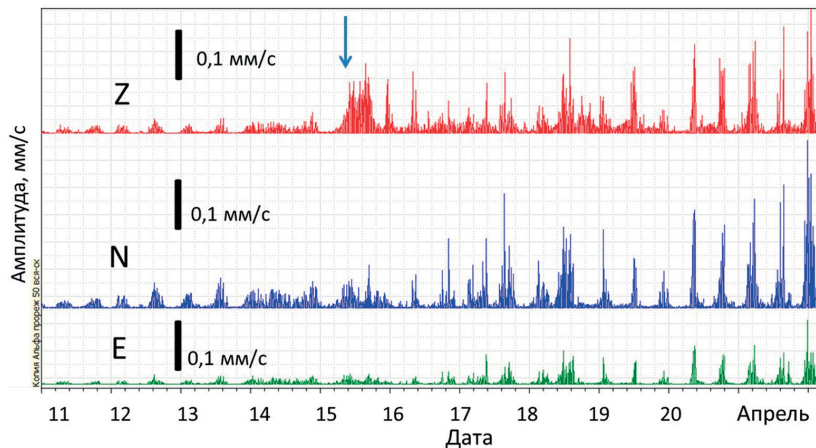


Рис. 7. Общая картина динамического процесса в дрейфующем ледяном покрове при приливных явлениях в СЛО, 11 — 22.04.2019.

Z, N, E — амплитудная огибающая сигналов вертикального и горизонтальных компонент сейсмометра. Стрелка — период усиления ветра и волн зыби

Fig. 7. A general picture of the dynamic process in the drifting ice cover during tidal phenomena in the Arctic Ocean, 11—22.04.2019.

Z, N and E are the amplitude envelope of the signals of the vertical and horizontal components of the seismometer. The arrow is the period of increasing wind and swell waves

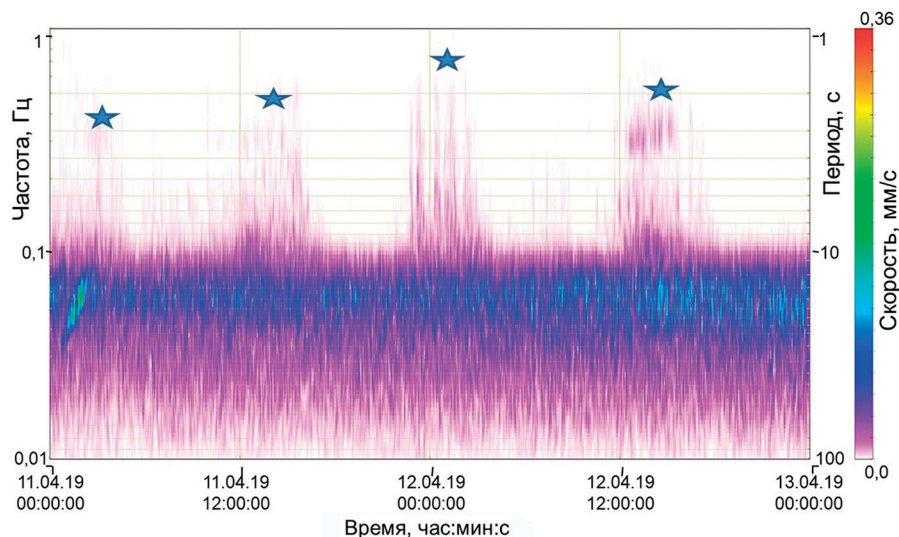


Рис. 8. Пример обработки исходных данных вейвлет-преобразованием колебательной скорости при приливных явлениях, станция Бета, 11 — 12.04.2019.

Звездочки — периоды появления инфразвуковых колебаний

Fig. 8. An example of processing the initial data by a wavelet transformation of the oscillatory velocity in tidal phenomena in the AO. Beta station, 11 — 12.04.2019.

The asterisks are the occurrence periods of the infrasound vibrations

При необходимости, особенно при обнаружении прогностических признаков сжатия и торошения, в данной методике можно делать уточняющие расчеты в коротких временных промежутках с уменьшенной степенью прореживания сигнала и выделения высокочастотной составляющей.

Естественно, возникают вопросы по поводу обнаруженного эффекта. Какого рода деформации льда происходят на значительных ледовых масштабах океана во время прилива? Каким образом при этом возникают упругие и гравитационные волны во льду? Какова природа упругих и вязкопластических крупномасштабных деформаций? Все эти задачи доступны для решения, если исследуются не только волновые процессы с помощью сейсмометров, но и относительные деформации льда при сжатии и разломах с помощью наклономеров и деформометров. На выбранном фрагменте общей записи рис. 9 отражена механика деформирования ледяного поля на одной из станций, где длительность процесса с излучением колебаний и волн при приливах составляла 3 — 5 часов. Одновременно зарегистрированные процессы на всех трех станциях обладают преимущественно горизонтальной направленностью, в то время как вертикальные колебания в этот же период практически отсутствуют. Периоды изменчивости квазистатических наклонов длились по несколько часов и сопровождалась сравнительно короткими периодами возврата в первоначальное состояние. Увеличение наклона сопровождалось сигналами от сейсмометров и наклономеров с горизонтальной поляризацией при практически слабом проявлении их на вертикальных компонентах сейсмометра. Как видно из рис. 8, эти процессы сопровождаются возникновением инфразвуковых волн в ледяном покрове.

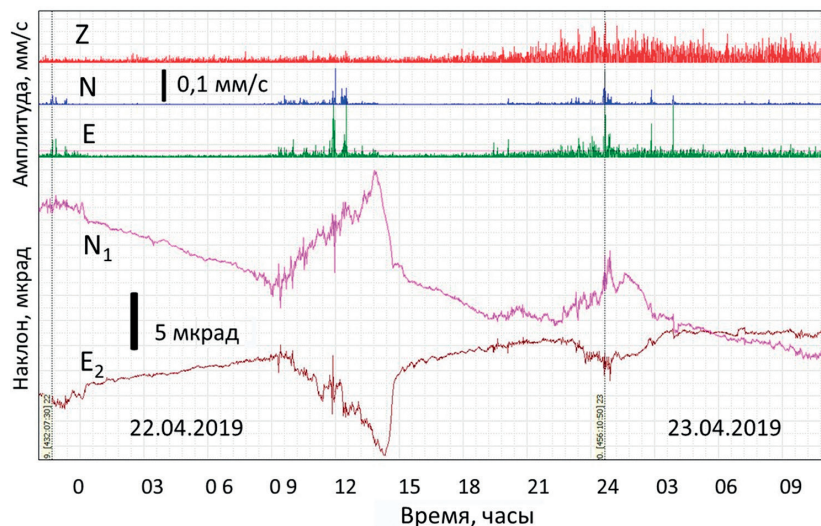


Рис. 9. Фрагмент записи упругих волн и наклонов в дрейфующем ледяном покрове с периодичностью 12 часов, станция Бета, 22 — 23.04.2019.

Z, N, E — амплитудная огибающая исходных сигналов от трехкомпонентного сейсмометра; N_1 , E_2 — запись от двухкомпонентного наклономера

Fig. 9. A fragment of recording elastic waves and tilts in a drifting ice cover with a frequency of 12 hours. Beta Station. 22 — 23.04.2019.

Z, N, E are the amplitude envelope of the initial signals from a three-component seismometer (scale 0.5 V); N_1 , E_2 are recording from a two-component tiltmeter

На основании полученных данных можно считать, что сжатия с периодичностью около 12 часов сопровождаются изгибно-гравитационными волнами в диапазоне 0,1 — 0,03 Гц, включая океаническую зыбь. Выделение зыби осуществлялось построением спектров для всех трех сейсмических станций с частотным максимумом около 0,05 Гц. Весь процесс наклонов сопровождался низкочастотными шумами волн в диапазоне частот 0,25 — 0,07 Гц и вертикальными изгибно-гравитационными колебаниями с частотой 0,07 — 0,10 Гц.

ВЫВОДЫ

В экспедиции «Трансарктика-2019» на морском дрейфующем ледяном покрове проведены наблюдения с помощью пространственной расстановки трех станций с сейсмометрами и наклономерами по схеме треугольника со сторонами до 2 км.

Описаны методы полевых дистанционных наблюдений и обработки исходных данных с применением спектрального анализа вейвлет-преобразованием колебательных процессов в ледяном покрове.

Выявлен широкий спектр волновых процессов в ледяном покрове, обусловленных явлениями в системе лед — вода. Созданы методики выделения прогностических признаков в виде характеристик упругих волн при сжатии, трещинообразовании и разрушения ледяного поля.

Разработанный метод инструментальных наблюдений позволяет раскрыть механику образования полусуточных приливных сжатий в режиме реального времени. Приливные явления сопровождаются периодическим деформированием ледяного

покрова и возбуждением волновых процессов в диапазоне плоских упругих и изгибно-гравитационных волн. Можно назвать это явление эффектом приливного сжатия.

Выполнены подходы к выявлению особенностей распространения океанской зыби в ледяном покрове СЛО и связи колебательных процессов во льду с периодами до 30 с и более с атмосферными процессами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В проведенных ранее на дрейфующих станциях «Северный полюс» исследованиях инструментальный мониторинг состояния льда сопровождался визуальным осмотром ледяного поля лагеря станции, обнаружением, по возможности, первых сквозных трещин, подвижек и пр. Особое внимание уделялось сигналам, возникающим перед сжатием и торошением льдов. Естественно, что ранние признаки экстремальных характеристик динамики льда помогают принимать меры безопасности в ледовом лагере.

Важно отметить, что до настоящего времени не существует инструментального метода регистрации физических характеристик крупномасштабных процессов сжатия в режиме реального времени. Процессы сжатия и торошения льдов уверенно регистрируются сейсмометрами, акселерометрами и наклономерами в сочетании с разработанной в лаборатории физики льда ААНИИ дистанционной измерительной системой.

Представленное описание методов исследования и основных результатов в экспедиции «Трансарктика-2019» дает возможность изучать ледовые явления в системе атмосфера — лед — океан с привлечением результатов других научных материалов. Комплексные результаты мониторинга состояния морского дрейфующего ледяного покрова будут способствовать совершенствованию физико-механических моделей и численных моделей прогнозирования природных явлений в СЛО.

Дальнейшая обработка натурных данных и анализ результатов по каждому из описанных явлений будут проводиться с привлечением данных по метеорологии, океанологии и спутниковых изображений льда.

Конфликт интересов. У авторов нет конфликта интересов.

Финансирование. Обработка данных выполнена в рамках плановой научной тематики ААНИИ по проекту 5.1.5 ЦНТП Росгидромета «Исследование крупномасштабной динамики, физических процессов, механики деформирования и разрушения морских льдов с целью совершенствования методов краткосрочного прогнозирования сжатия и торошения».

Competing interests. The authors have no competing interests.

Funding. The data processing was carried out as part of the AARI planned research topic within project 5.1.5 of the Targeted Scientific and Technical Program of Roshydromet (TSTP) “Research of large-scale dynamics, physical processes, mechanics of deformation and destruction of sea ice with the aim of improving methods for short-term forecasting of compression and ridging”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Легеньков А.П. Подвижки и приливные деформации дрейфующего льда. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 104 с.
2. Гудкович З.М., Доронин Ю.П. Дрейф морских льдов. СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. 110 с.

3. Тимохов Л.А., Хейсин Д.Е. Динамика морских льдов (математические модели). Л.: Гидрометеиздат, 1987. 272 с.
4. Смирнов В.Н., Чмель А.Е. Самоподобие и самоорганизация в дрейфующем ледяном покрове Арктического бассейна // Доклады Академии наук. 2006. Т. 5. С. 684 — 687.
5. Weiss J., Dansereau V. Linking scales in sea ice mechanics // Philos. Trans. R. Soc. A. 2017. V. 375. Paper 20150352. <https://doi.org/10.1098/rsta.2015.0352>
6. Смирнов В.Н., Ковалев С.М., Ньюбом А.А. Автоколебания в дрейфующем ледяном покрове Северного Ледовитого океана // Океанологические исследования. 2019. Т. 47. № 3. С. 122 — 138.
7. Смирнов В.Н., Ковалёв С.М., Бородин В.А., Ньюбом А.А., Шушлебин А.И. Инструментальный мониторинг и краткосрочный прогноз явлений сжатия и торошения. СПб.: ААНИИ, 2017. 174 с.
8. Sutherland G., Rabault J. Observations of wave dispersion and attenuation in landfast ice // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2016. V. 121. P. 1984 — 1997.
9. Смирнов В.Н. Динамические процессы в морских льдах. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 162 с.
10. Wadhams P. Ice in the ocean. Amsterdam: Gordon and Breach Science Publishers, 2000. 351 p.
11. Опасные ледовые явления для судоходства в Арктике / Под ред. Е.У. Миронова. СПб.: ААНИИ, 2010. 328 с.

REFERENCES

1. Legen'kov A.P. *Podvizhki i prilivnye deformacii drejfujuushhego l'da*. Shifts and tidal deformations of drifting ice. Leningrad: Gydrometeoizdat, 1988: 104 p. [In Russian].
2. Gudkovich Z.M., Doronin Ju.P. *Drejfmorskih l'dov*. Sea ice drift. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 2001: 110 p. [In Russian].
3. Timohov L.A., Hejsin D.E. *Dinamika morskikh l'dov (matematicheskie modeli)*. Dynamics of sea ice (mathematical models). Leningrad: Gydrometeoizdat, 1987: 272 p. [In Russian].
4. Smirnov V.N., Chmel' A.E. Self-similarity and self-organization in the drifting ice cover of the Arctic basin. *Doklady Akademii nauk*. Proc. of the Russian Academy of Sciences. 2006, 5: 684–687. [In Russian].
5. Weiss J., Dansereau V. Linking scales in sea ice mechanics. Philos. Trans. R. Soc. A. 2017, 375. Paper 20150352. <https://doi.org/10.1098/rsta.2015.0352>.
6. Smirnov V.N., Kovalev S.M., Njubom A.A. Self-oscillations in the drifting ice cover of the Arctic Ocean. *Okeanologicheskie issledovanija*. Oceanological studies. 2019, 47 (3): 122 — 138. [In Russian].
7. Smirnov V.N., Kovaljov S.M., Borodkin V.A., Njubom A.A., Shushlebin A.I. *Instrumental'nyj monitoring i kratkosrochnyj prognoz javlenij szhatija i toroshenija*. Instrumental monitoring and short-term forecast of compression and ridging phenomena. St. Petersburg: AARI, 2017: 174 p. [In Russian].
8. Sutherland G., Rabault J. Observations of wave dispersion and attenuation in landfast ice. Journal of Geophysical Research: Oceans. 2016, 121: 1984–1997.
9. Smirnov V.N. *Dinamicheskie processy v morskikh l'dah*. Dynamic processes in sea ice. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 1996: 162 p. [In Russian].
10. Wadhams P. Ice in the ocean. Amsterdam: Gordon and Breach Science Publishers, 2000: 351 p.
11. *Opasnye ledovye javlenija dlja sudohodstva v Arktike*. Hazardous ice phenomena for shipping in the Arctic. E.U. Mironov (ed.). St. Petersburg: AARI, 2010: 328 p. [In Russian].

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-337-348>

УДК 551.326.7 (326.02)



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПРЯМЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ТОЛЩИН ЛЬДА И ВЫСОТ СНЕГА, НАБЛЮДЕНИЙ CRYOSAT-2 И ЧИСЛЕННЫХ ОЦЕНОК СИСТЕМЫ PIOMAS

В.М. СМОЛЯНИЦКИЙ*, А.Б. ТЮРЯКОВ, К.В. ФИЛЬЧУК, И.Е. ФРОЛОВ

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

*vms@aari.aq

Резюме

Представлены результаты сравнения прямых измерений толщин льда и высот снега в точках выполнения гидрологических станций экспедиции «Трансарктика-2019» с альтиметрическими наблюдениями ИСЗ CryoSat-2 и численными оценками Системы панарктического численного моделирования льда и океана (PIOMAS). Показано существенно лучшее соответствие пространственной изменчивости прямых измерений и расчетов толщин льда на основе спутниковых наблюдений в сравнении с численными оценками системы и ассимиляции данных PIOMAS. Пробная коррекция алгоритма расчета толщины льда путем замены климатических значений плотности льда, плотности и высоты снега на данные прямых измерений значительно улучшает качество расчета толщины льда по наблюдениям ИСЗ. Полученные средние и среднеквадратические разности для толщин льда (+44/+96 см для CryoSat-2 без коррекции, +30/+95 см для CryoSat-2 с коррекцией, –14/+81 см для системы PIOMAS) и высот снега (–4/+12 см для CryoSat-2, –15/+12 см для системы PIOMAS) показывают масштабы неопределенности дистанционной оценки толщин морского льда и высот снега для районов преобладания средних и толстых однолетних льдов. Сравнение с наблюдениями ИСЗ и численными оценками предыдущих лет показывают, что экспедиция ААНИИ фактически была проведена в один из наиболее благоприятных для ледовых исследований годов последнего десятилетия для данного региона — средняя толщина льда в апреле 2019 г. была на 15 — 28 см выше таковой для интервала 2011 — 2019 гг. при несколько меньшей (1 — 2 см) высоте снежного покрова. Сравнение с данными ледового картирования показывает, что в более ранний период 1970 — 1990-х гг. данный район характеризовался значительно более толстыми старыми льдами с характерными толщинами на ~60 см больше, чем в апреле 2019 г. Привлечение данных высокоширотных экспедиций «Север» 1950 — 1970-х гг. не позволяет дать однозначный отчет о характере наблюдаемых в апреле 2019 г. аномалий толщин льда и высот снега.

Ключевые слова: высота снега, контактные наблюдения, превышение льда, толщина льда, «Трансарктика-2019», CryoSat-2, PIOMAS.

Для цитирования: Смоляницкий В.М., Тюряков А.Б., Фильчук К.В., Фролов И.Е. Сравнительный анализ прямых измерений толщин льда и высот снега, наблюдений Cryosat-2 и численных оценок системы PIOMAS // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 3. С. 337 — 348. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-337-348>.

Поступила 16.07.2020

После переработки 9.09.2020

Принята 11.09.2020

COMPARISON OF DIRECT MEASUREMENTS OF SEA ICE THICKNESS AND SNOW HEIGHT, CRYOSAT-2 OBSERVATIONS AND PIOMAS NUMERICAL ESTIMATES

VASILY M. SMOLYANITSKY, ANDREY B. TURYAKOV, KIRILL V. FILCHUK, IVAN E. FROLOV

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

*vms@aari.aq

Summary

The paper presents the results of comparison of contact measurements of ice thicknesses and snow heights performed at the points of the hydrological stations of the “Transarktika-2019” expedition in April 2019 north of Franz-Josef Land archipelago, with altimetry observations of the Cryosat-2 satellite and numerical estimates of the PIOMAS (Pan-Arctic numerical Ice and Ocean Modeling system and data Assimilation). A significantly better correspondence is predictably shown between the variability of the ice thickness directly measured and observed using the CryoSat-2 satellite than that for the numerical PIOMAS system estimates. A trial correction of the algorithm for calculating the ice thickness by replacing the climatic values of the ice density, snow density and height with data from direct measurements also predictably improves the quality of calculating the ice thickness from satellite observations. The mean / route mean square differences obtained for ice thicknesses (+44/+96 cm for uncorrected and +30/+95 cm for corrected CryoSat-2 satellite, –14/+81 cm for PIOMAS system) and snow height (–4/+12 cm for CryoSat-2 satellite, –15/+12 cm for PIOMAS system) show the scale of uncertainty in estimating sea ice thickness and snow height for areas dominated by medium and thick first-year ice.

An anomaly of the ice thicknesses observed during the expedition is given in comparison with the background characteristics based on historical ice charting data for 1970s — 1990s, earlier High-Arctic aircraft “Sever” expeditions during 1950s — 1970s and the stated remote observations and numerical estimates for 2000s — 2019. Comparison shows that the AARI expedition was actually carried out in one of the most favorable years for ice research in the last decade for this region — the average ice thickness in April 2019 was 15 — 28 cm higher than that for the interval 2011 — 2019 with a slightly lower (1 — 2 cm) height of the snow cover. In the earlier period of the 1970 — 1990s this area was characterized by significantly thicker old ice with characteristic thicknesses ~ 60 cm more than in April 2019.

Keywords: CryoSat-2, ice freeboard, ice thickness, in situ observations, PIOMAS, snow height, “Transarktika-2019”.

For Citation: Smolyanitsky V.M., Turyakov A.B., Filchuk K.V., Frolov I.E. Comparison of direct measurements of sea ice thickness and snow height, CryoSat-2 observations and PIOMAS numerical estimates. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (3): 337 — 348. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-337-348>.

Received 16.07.2020

Revised 9.09.2020

Accepted 11.09.2020

ВВЕДЕНИЕ

Комплексный характер экспедиции «Трансарктика-2019», проведенной в марте — мае 2019 г. на акватории Арктического бассейна к северу от архипелага Земля Франца-Иосифа [1] в динамичном районе преобладания однолетних толстых льдов, позволяет оценить неопределенность ряда климатически значимых переменных морской среды Арктики. В настоящей статье рассматриваются результаты сравнительного анализа контактных измерений и неконтактных оценок двух параметров морского льда — его толщины и высоты снежного покрова. Наряду с общей сплоченностью, данные параметры являются ключевыми при расчете объема морского льда Арктики,

достигающего в последние годы экстремально низких значений [2]. При этом их оценки на основе спутникового дистанционного зондирования и по данным численного моделирования характеризуются значительно большей неопределенностью по сравнению с общей сплоченностью [3, 4], в целом не удовлетворяют потребностям Глобальной системы наблюдений за климатом — ГСНК [5] и, естественно, требуют дальнейшей валидации по наблюдениям *in situ*.

В качестве первого источника неконтактных оценок толщин льда выбраны данные радиолокационного высотомера ИСЗ CryoSat-2. Данный ИСЗ является в настоящее время базовым источником климатических оценок толщин льда в панарктическом масштабе для европейских проектов по исследованию изменений климата [6]. Так же, как и другие ИСЗ с лидарными (IceSat, IceSat-2) и радиолокационными (Envisat, Sentinel-3 и т.д.) высотомерами, измерение толщины морского льда CryoSat-2 выполняет не напрямую, а через измерения одной из составляющих толщины — превышения морского льда над уровнем моря. Расчет собственно толщины морского льда выполняется по измерениям превышения исходя из условия гидростатического равновесия надводной части снежно-ледяного покрова и осадки морского льда [7]. Поскольку все способы дистанционного измерения параметров снега на льду, как и физических свойств льда, находятся в стадии разработки, для практических целей во всех алгоритмах оценки толщин льда по наблюдениям альтиметров используются климатические значения плотности льда, высоты и плотности снега [8] и только в редких случаях — данные контактных измерений.

Второй источник данных для сравнительного анализа определен как данные оценок толщин льда и высот снега Системы панарктического численного моделирования льда и океана и ассимиляции данных (PIOMAS) [9]. В системе PIOMAS совмещена распараллеленная океаническая модель и 12-категорийная динамико-термодинамическая модель толщины и энтальпии морского льда на генерализированной криволинейной ортогональной сетке [10]. PIOMAS обеспечивает учет основных характеристик циркуляции в верхнем слое океана в полярных областях Земли, ассимиляцию ряда наблюдений ИСЗ (общая сплоченность и заснеженность морского льда, температура поверхности воды). В качестве атмосферного форсинга используются данные реанализа NCEP/NCAR. Наряду с CryoSat-2, система PIOMAS является одним из наиболее распространенных источников информации при оценке климатических изменений толщин и объема морского льда Арктики [2], хотя, так же как и CryoSat-2, пока не удовлетворяет требованиям ГСНК.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

В качестве информации *in situ* использованы исходные данные измерений толщин льда (минимальной, максимальной), высот снега (минимальной, максимальной), балла торосистости и максимальной высоты торосов в 59 точках выполнения гидрологических станций экспедиции «Трансарктика-2019» [1] за период 28.03 — 04.05.2019 г. в Арктическом бассейне к северу от архипелага Земля Франца-Иосифа. Все измерения параметров льда и снега выполнялись по профилям длиной 30...90 метров от точки посадки вертолета к краю льдины. Положение точек выполнения наблюдений и максимальные измеренные толщины льда представлены на рис. 1. В качестве значений плотностей льда и снега использованы наблюдения единичного вертикального профиля указанных параметров на участке ровного заснеженного льда (средняя высота снега — 21 см, средняя толщина льда — 83 см) ледемерного полигона экспедиции 19 апреля 2019 г. (см. рис. 1).

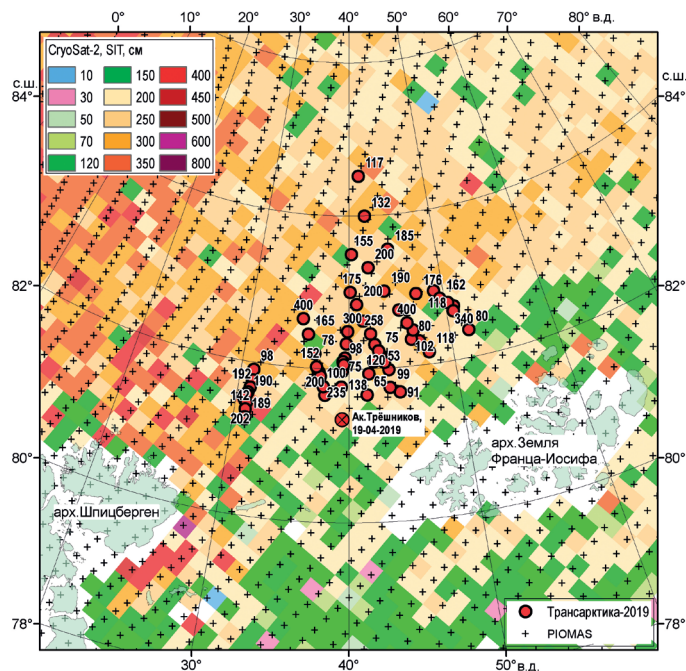


Рис. 1. Положение точек измерений *in situ* толщин льда и снега и оценок значений толщины льда на основе наблюдений ИСЗ CryoSat-2 по району экспедиции «Трансарктика-2019» за 28.03 — 04.05.2019 г. Дополнительно указаны измеренные максимальные значения толщины льда и положение узлов криволинейной сетки PIOMAS

Fig. 1. Location of the *in-situ* measurement of ice thickness and snow height and CryoSat-2 ice thickness estimates within the “Transarktika-2019” expedition area during March 28 — May 4, 2019. Additionally, the measured maximum values of the ice thickness and the position of the nodes of the PIOMAS curvilinear grid are depicted

В качестве дистанционных оценок толщин льда использованы данные CryoSat-2 уровня обработки L3 [8], обобщенные за 7-дневные периоды с 25 марта по 5 мая 2019 г. по прямоугольной сетке полярной азимутальной проекции Ламберта с шагом 25 км с портала Института полярных исследований им. Альфреда Вегенера. Положения и значения средних по ячейкам сетки значений толщины льда по району экспедиции «Трансарктика-2019» за указанные 7-дневные периоды 2019 г. также представлены на рис. 1.

Модельные данные проекта PIOMAS получены с портала проекта [9] в форме ежедневных оценок частных сплоченностей 12 интервальных оценок толщин льда и высоты снега за период с 28 марта по 4 мая 2019 г. Используемые центроиды 12 интервалов толщин льда взяты из описания ледовой модели, приведенной в [10] и равны, соответственно, 5, 26, 71, 146, 261, 423, 639, 910, 1239, 1624, 2062 и 2549 см. Положение узлов криволинейной сетки проекта PIOMAS представлено на рис. 1.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ СРАВНЕНИЯ

Сравнение измеренных («Трансарктика-2019»), оцененных (ИСЗ CryoSat-2) и рассчитанных (система PIOMAS) значений толщин льда и высот снега выполнено

в двух вариантах — во-первых, оценки разности между значениями параметров, полученных различными методами, и, во-вторых, оценки попадания значений параметров, полученных одним методом, в интервальные значения параметра, полученного другим методом.

За «измеренную» толщину льда SIT_o принималось среднее значение между измеренными минимальной и максимальной толщиной льда, скорректированное в сторону увеличения за счет балла торосистости (в соответствии с [11] на 20 % толщины на 1 балл), а за измеренный интервал соответственно интервал между минимальной толщиной льда и SIT_o .

За «оцененную» толщину льда SIT_c принималось значение переменной SIT исходных данных [8], за интервал — значения SIT_c с вычетом и прибавлением переменной σ_{SIT} .

За «рассчитанную» толщину льда SIT_p принимались среднее значение по всем 12 градациям, за «рассчитанную интервальную» толщину льда SIT_{p36} принималось среднее значение с третьей по шестую градацию (центроиды интервалов 71, 146, 261 и 423 см соответственно). Основанием для отбрасывания более тонких (центроиды 5, 26 см) и более толстых (центроиды 639, 910, 1239, 1624, 2062, 2549 см) является выбор мест выполнения гидрологических станций на участках достаточно толстого, но ровного льда.

Аналогичным образом выполнялось построение значений и интервалов значений «измеренных» SD_o , «оцененных» SD_c и «рассчитанных» SD_p значений высот снега — естественно, без учета балла торосистости и интервалов толщин льда.

Расчет «оцененной скорректированной» толщины льда SIT_{co} выполнялся на основе переменной frb [8] и переменных SD_c , ρ_{ic} и ρ_{sc} с изменением их значений с климатических на измеренные SD_o , ρ_{io} и ρ_{so} .

Ход значений переменных SIT_o , SIT_{co} , SIT_p в зависимости от номера гидрологической станции и совместные гистограммы распределений SIT_o , SIT_{co} и SIT_p представлены на рис. 2. Совместные гистограммы распределения высот снега SD_o , SD_c ,

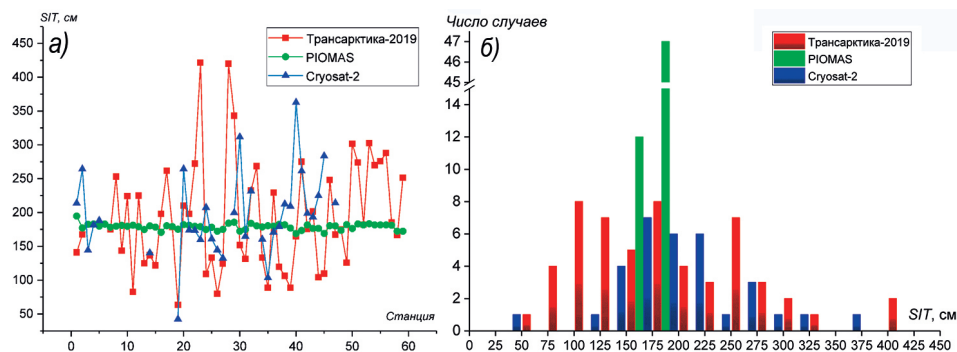


Рис. 2. Распределение измеренных («Трансарктика-2019»), скорректированных оцененных (CryoSat-2) и рассчитанных (PIOMAS) значений толщин морского льда в зависимости от точки выполнения гидрологической станции (а) и в виде гистограмм (б) указанных переменных

Fig. 2. Measured (“Transarctica-2019”), corrected estimated (CryoSat-2) and calculated (PIOMAS) values of sea ice thickness at the points of hydrological stations (a) and as histograms (b) of the stated variables

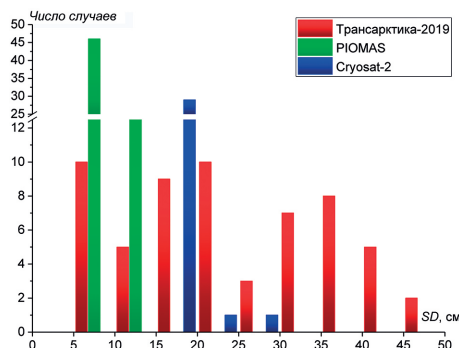


Рис. 3. Гистограммы измеренных («Трансарктика-2019»), оцененных (CryoSat-2) и рассчитанных (PIOMAS) значений высоты снега

Fig. 3. Measured («Transarktika-2019»), estimated (CryoSat-2) and calculated (PIOMAS) values of snow height

SD_p представлены на рис. 3. Статистические характеристики указанных переменных и их разностей представлены в таблицах 1 и 2.

Анализ значений табл. 1 и 2 показывает, что некорректированные оценки толщины льда на основе высотомера ИСЗ CryoSat-2 в среднем на 44 см выше значений измерений при СКО 96 см. Для оцененных скорректированных значений разность значительно уменьшается и составляет +30 см при СКО 95 см. Оценки высоты снега для ИСЗ CryoSat-2 ниже на 4 см при СКО 12 см. Также отметим, что измеренная плотность снега ρ_{so} фактически оказалась на ~20 % меньше использованной согласно [8] климатической ρ_{sc} (254 г/дм³ против 316 г/дм³). Измеренная плотность льда ρ_{io} также оказалась меньше на 1 % климатической ρ_{io} (910 г/дм³ против 916 г/дм³). Иными словами, лед в районе экспедиции в целом был более пресным и более заснеженным, причем снежный покров был более свежим.

Таблица 1

Статистические характеристики измеренных («Трансарктика-2019»), оцененных (ИСЗ CryoSat-2) и рассчитанных (система PIOMAS) значений толщин и плотностей льда, высот и плотностей снега

Table 1

Statistics of the measured («Transarktika-2019»), observed (CryoSat-2) and calculated (PIOMAS) sea ice thickness and density and snow height and density values

Параметр	Среднее	СКО	Минимум	Максимум
SIT_o , см	193,0	81,6	63,2	421,5
SD_o , см	24,2	11,9	5,0	48,0
ρ_{io} , г/дм ³	909,8	—	906,9	912,0
ρ_{so} , г/дм ³	254,7	—	253,4	256,1
SIT_c , см	212,2	59,2	77,0	334,9
SIT_{co} , см	198,7	63,9	42,4	362,9
SD_c , см	18,6	1,6	17,5	25,1
ρ_{ic} , г/дм ³	915,8	3,2	903,1	916,7
ρ_{sc} , г/дм ³	316,4	1,5	316,0	322,0
SIT_p , см	178,8	4,5	168,9	194,7
SIT_{p36} , см	168,4	4,3	159,6	180,0
SD_p , см	9,4	0,8	8,0	11,0

Таблица 2

Статистические характеристики разностей оцененных (ИСЗ CryoSat-2), рассчитанных (система PIOMAS) и измеренных («Трансарктика-2019») значений толщин льда и высот снега

Table 2

Statistics of the differences between the observed (CryoSat-2), calculated (PIOMAS) and measured ("Transarktika-2019") sea ice thickness and snow height values

Параметр	Среднее, см	Среднее абсолютное, см	СКО, см	Минимум, см	Максимум, см
$SIT_c - SIT_o$	43,9	83,9	95,7	-217,8	225,4
$SIT_{co} - SIT_o$	30,4	73,8	95,0	-261,7	197,9
$SD - SD_o$	-3,6	10,0	12,1	-29,5	10,8
$SIT_c^p - SIT_o^p$	-14,0	63,6	80,5	-242,5	112,0
$SIT_{p36}^p - SIT_o^p$	-24,4	63,6	80,0	-254,8	100,9
$SD_p - SD_o$	-14,7	15,2	11,7	-38,3	4,8

Система PIOMAS в среднем на 24 см (для интервальной толщины льда) занижает значения толщины льда при среднеквадратическом отклонении (СКО) 80 см и на 15 см занижает высоту снега при СКО 12 см.

Несмотря на значительные средние разности, оценки ИСЗ CryoSat-2 в целом в 47 % случаев соответствовали измеренным значениям толщины льда против 29 % для системы PIOMAS. Аналогично оценки высоты снега для ИСЗ CryoSat-2 соответствовали измерениям высоты снега в 47 % случаев против 27 % для системы PIOMAS. Характерные занижения интервала (масштаба) изменчивости рассчитанных толщин льда относительно измеренных или оцененных ИСЗ CryoSat-2 хорошо иллюстрируются рис. 2. Так, рассчитанные значения SIT сконцентрированы в интервале 150...175 см против интервала 50...400 см для измеренных или оцененных. Анализ рис. 26 показывает, что коррекция оценок SIT для ИСЗ CryoSat-2 путем замены климатических значений плотностей льда, снега и высоты снега на измеренные предсказуемо увеличивает интервал изменчивости и приближает его к наблюдениям *in situ*. Анализ гистограмм распределения для высот снега, представленных на рис. 3, показывает, что интервал изменчивости как рассчитанных, так и оцененных — по факту климатических — высот снега значительно меньше, чем у наблюдений *in situ* — 7...12 и 20...30 см против 5...45 см.

АНОМАЛИЯ ИЗМЕРЕННЫХ ТОЛЩИН ЛЬДА И СНЕГА ПО ОТНОШЕНИЮ К РЕГИОНАЛЬНЫМ ФОНОВЫМ ЗНАЧЕНИЯМ

С климатической точки зрения представляет интерес сравнение измеренных значений толщин льда и высот снега с аналогичными наблюдениями прошлых десятилетий. В качестве первого периода использован интервал 2011 — 2019 гг. — период функционирования ИСЗ CryoSat-2. Обобщенные оценки ИСЗ CryoSat-2 на основе среднемесячных данных и данные расчетов системы PIOMAS на основе ежедневных полей распределения [9] для точек расположения гидрологических станций экспедиции и аналогичного сезонного интервала (апрель) представлены в табл. 3. Результаты расчетов показывают, что экспедиция ААНИИ фактически была проведена в один из наиболее благоприятных для ледовых исследований годов последнего десятилетия для данного региона — средняя толщина льда в апреле 2019 г. была на 15 — 28 см

Таблица 3

Статистические характеристики измеренных («Трансарктика-2019»), оцененных (ИСЗ CryoSat-2) и рассчитанных (система PIOMAS) значений толщин льда и высот снега на апрель 2019 г., 2011 — 2019 гг. и 2000 — 2010 гг.

Table 3

Statistics of the measured («Transarktika-2019»), observed (CryoSat-2) and calculated (PIOMAS) sea ice and snow height values for April 2019, 2011 — 2019 гг. and 2000 — 2010

Параметр	2019			2011 — 2019			2000 — 2010		
	Минимум, см	Максимум, см	Среднее, см	Минимум, см	Максимум, см	Среднее, см	Минимум, см	Максимум, см	Среднее, см
SIT_o	63	>400	193	—	—	—	—	—	—
SD_o	0	70	24	—	—	—	—	—	—
SIT_c	77	335	212	150	232	187	—	—	—
SD_c	17	25	18	18	23	20	—	—	—
SIT_p	169	195	179	155	173	162	159	191	173

выше таковой для интервала 2011 — 2019 гг. при несколько меньшей (1 — 2 см) высоте снежного покрова. Этот факт также хорошо иллюстрируется сравнением среднемесячных распределений толщин льда по ИСЗ CryoSat-2 в апреле 2019, 2011 и 2013 гг., представленных на рис. 1 и 4. Аналогичное обобщение для второго периода — 2000 — 2010 гг. — на основе только данных расчетов системы PIOMAS, приведенное в табл. 3, показывает, что предыдущий период также характеризуется меньшими толщинами льда, хотя и не такими значительными (минус 4 см).

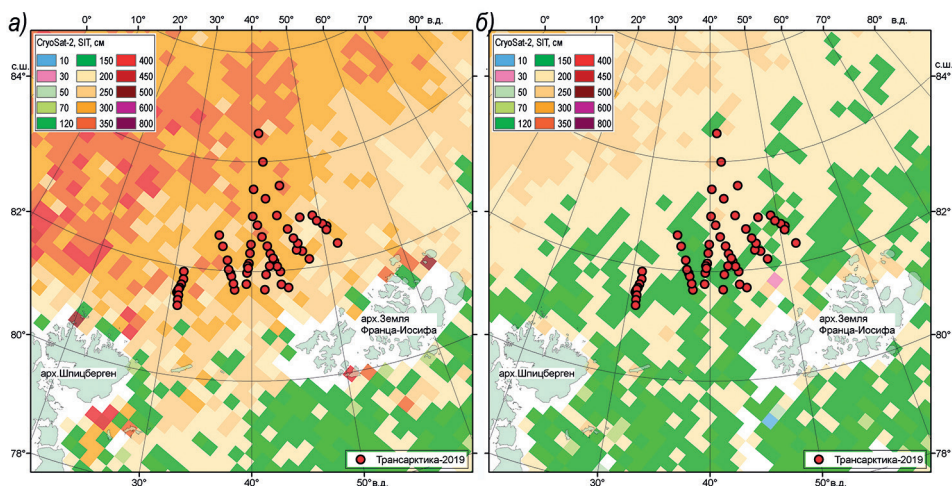


Рис. 4. Оценки толщины морского льда по ИСЗ CryoSat-2 в апреле 2011 г. (а) и апреле 2013 г. (б)

Fig. 4. CryoSat-2 estimates of sea ice thickness in April 2011 (a) and April 2013 (b)

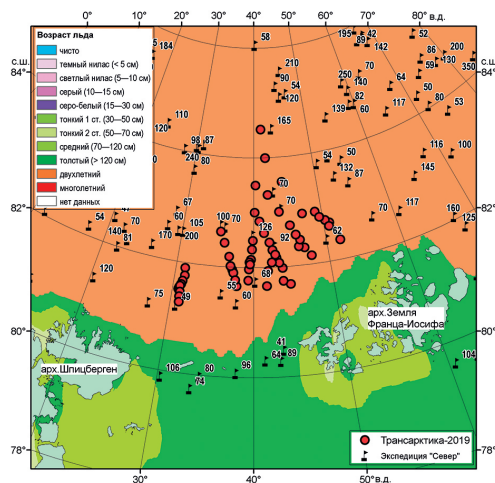


Рис. 5. Средний возрастной состав морского льда в апреле за период 1972 — 1994 гг. на основе ледового картирования. Дополнительно нанесены точки посадки ВВЭ «Север» за 1955 — 1979 гг. и измеренные преобладающие в местах посадки толщины льда

Fig. 5. Mean stage of sea ice development for April 1972 — 1994 based on ice charting. Additionally, locations of the landing of high-Arctic “Sever” expedition during 1955 — 1979 and measured predominant sea ice thickness at points of landing are depicted

Можно ли сделать сравнение за более отдаленные периоды? Вопрос неоднозначный, если не привлекать данные численных расчетов. На рис. 5 представлено среднее распределение возрастного состава морского льда за период 1972 — 1994 гг., построенное на основе данных 7 — 10-дневного ледового картирования ААНИИ [12] и Национального ледового центра США [13].

Как видно из рисунка, в данный период район экспедиции «Трансарктика-2019» характеризовался значительно более толстыми льдами — по крайней мере двухлетним льдом с характерной толщиной ровного льда, в соответствии с «Номенклатурой ВМО по морскому льду» порядка 250 см, или на ~60 см больше, чем в апреле 2019 г. (табл. 3).

Привлечение аналогичных данных контактных измерений, выполненных в рамках Высокоширотных воздушных экспедиций (ВВЭ) «Север» [14, 15] за более ранний период 1950 — 1970-х гг., к сожалению, не дает ответа на поставленный вопрос. Обобщение 26 доступных за апрель 1955 — 1979 гг. данных преобладающих в точках посадки ВВЭ «Север» толщин льда (в рамках широтно-долготного прямоугольника 81 — 85°с.ш. 28 — 55° в.д.), представленных на рис. 5, дает среднюю толщину ровного льда 104 см при интервале 49...280 см, что существенно меньше, чем измерения экспедиции «Трансарктика-2019». Преобладающие высоты снега также меньше — среднее значение 10 см при интервале 2...40 см.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный сравнительный анализ показал существенно лучшее соответствие между изменчивостью измеренных (*in situ*) и оцененных по ИСЗ CryoSat-2 толщин льда, чем для измеренных и рассчитанных (по системе PIOMAS) параметров.

Полученные разности для толщин льда (+44/+96 см для CryoSat-2 без коррекции, +30/+95 см для CryoSat-2 с коррекцией, –14/+81 см для системы PIOMAS) и высот снега (–4/+12 см для CryoSat-2, –15/+12 см для системы PIOMAS) показывают масштабы неопределенности дистанционной оценки толщин морского льда и высот снега для районов преобладания средних и толстых однолетних льдов. Коррекция алгоритма расчета толщины льда для ИСЗ CryoSat-2 путем замены климатических значений плотностей льда, снега и высот снега на данные прямых измерений предсказуемо повышает качество расчетов толщины льда по наблюдениям ИСЗ (в среднем на 10 см). Таким образом, погрешность данных оценок ИСЗ CryoSat-2, равно как и других новых систем альтиметрии льда, например IceSat-2, будет в значительной степени, а возможно, и в первую очередь зависеть от точности представления параметров снежного покрова — его высоты и плотности и плотности льда.

Сравнение выполненных измерений с наблюдениями и данными расчетов прошлых десятилетий показывает, что экспедиция «Трансарктика-2019» проведена в один из наиболее благоприятных для ледовых исследований годов после 2000 г. с фоновым увеличением в апреле 2019 г. толщин льда в точках гидрологических станций на 5 — 28 см. Вместе с тем исторические данные ледового картирования указывают на общее уменьшение толщин льда по району работ экспедиции относительно периода 1970 — 1990-х гг. Использование аналогичных более ранних контактных измерений ВВЭ «Север» 1950 — 1970-х годов не дает однозначного ответа о наблюдаемой аномалии толщин льда.

Благодарности. Авторы статьи выражают благодарность С.М. Ковалеву и всему ледоисследовательскому отряду экспедиции «Трансарктика-2019» за предоставленные данные по морфометрическим параметрам морского льда. Обработка данных CryoSat-2 (толщина льда, превышения льда) финансируется Министерством экономики и энергетики Германии (грант: 50EE1008), для получения данных за период 01.04.2011 — 03.05.2019 использован портал данных <https://www.meereisportal.de> (грант: REKLIM-2013-04).

Конфликт интересов. У авторов нет конфликта интересов.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 18-05-60048.

Acknowledgments. The authors wish to express their thanks to Sergey Kovalev and the ice research team of the “Transarktika-2019” expedition for the data on the morphometric parameters of sea ice. Processing of the CryoSat-2 (sea ice thickness, freeboard) is funded by the German Ministry of Economics Affairs and Energy (grant: 50EE1008) and data from 20110401 to 20190503 obtained from <https://www.meereisportal.de> (grant: REKLIM-2013-04).

Competing interests. The authors have no competing interests.

Funding. This work was funded by the RFBR grant № 18-05-60048.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Фролов И.Е., Иванов В.В., Фильчук К.В., Макиштас А.П., Кустов В.Ю., Махотина И.А., Иванов Б.В., Уразгильдеева А.В., Сёмин В.Л., Зими́на О.Л., Крылов А.А., Богин В.А., Захаров В.Ю., Малышев С.А., Гусев Е.А., Барышев П.Е., Пильгаев С.В., Ковалев С.М., Тюряков А.Б. Трансарктика-2019: зимняя экспедиция в Северный Ледовитый океан на НЭС «Академик Трёшников» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65 (3). С. 255 — 274.

2. Meredith M., Sommerkorn M., Cassotta S., Derksen C., Ekaykin A., Hollowed A., Kofinas G., Mackintosh A., Melbourne-Thomas J., Muelbert M.M.C., Ottersen G., Pritchard H., Schuur E.A.G. Polar Regions. In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [Pörtner H.-O., Roberts D.C., Masson-Delmotte Zhai P., Tignor M., Poloczanska E., Mintenbeck K., Alegria A., Nicolai M., Okem A., Petzold J., Rama B., Weyer N.M. (eds.)]. URL: https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/3/2019/11/07_SROCC_Ch03_FINAL.pdf (дата обращения 01.09.2020).
3. Ivanova N., Pedersen L.T., Tonboe R.T., Kern S., Heygster G., Lavergne T., Sørensen A., Saldo R., Dybkjær G., Brucker L., Shokr M. Inter-comparison and evaluation of sea ice algorithms: towards further identification of challenges and optimal approach using passive microwave observations // *The Cryosphere*. 2015. V. 9. P. 1797 — 1817.
4. Liu Y., Key J., Wang X., Tschudi M. Multidecadal Arctic sea ice thickness and volume derived from ice age // *The Cryosphere*. 2020. V. 14. P. 1325 — 1345.
5. Systematic observation requirements for satellite-based data products for climate (2011 update). GCOS — 54. Geneva, GCOS Secretariat, 2011. P. 127.
6. Laxon S.W., Giles K.A., Ridout A.L., Wingham D.J., Willatt R., Cullen R., Kwok R., Schweiger A., Zhang J., Haas C. CryoSat-2 estimates of Arctic sea ice thickness and volume // *Geophys. Res. Lett.* 2013. V. 40. P. 732 — 737.
7. Ricker R., Hendricks S., Helm V., Skourup H., Davidson M. Sensitivity of CryoSat-2 Arctic sea-ice freeboard and thickness on radar-waveform interpretation // *The Cryosphere*. 2014. V. 8 (4). P. 1607 — 1622.
8. Hendricks, S., Ricker, R. Product User Guide & Algorithm Specification — AWI CryoSat-2 Sea Ice Thickness version 2.2. AWI. 2019. P. 54.
9. Zhang J., Rothrock D.A. Modeling global sea ice with a thickness and enthalpy distribution model in generalized curvilinear coordinates // *Mon. Weather Rev.* 2003. V. 131. P. 845 — 861.
10. Zhang J., Rothrock D. A Thickness and Enthalpy Distribution Sea-Ice Model // *J. Phys. Ocean.* 2001. V. 31. P. 2986 — 3001.
11. Бузев А.Я., Дубовцев В.Ф., Захаров В.Ф., Смирнов В.И. Условия плавания судов во льдах морей Северного полушария. М.: Изд-во ГУНМО МО СССР, 1988. 280 с.
12. Комплексные ледовые карты ФГБУ «ААНИИ» Северного Ледовитого океана за 1933 — 1992 гг. в обменном формате ВМО СИГРИД // Мировой центр данных по морскому льду — Глобальный банк данных по морскому льду. URL: <http://wdc.aari.ru/datasets/d0001/north/aari> (дата обращения 01.09.2020).
13. Комплексные ледовые карты Северной полярной области Национального ледового центра США за 1972 — 1994 гг. в обменном формате ВМО СИГРИД // Мировой центр данных по морскому льду — Глобальный банк данных по морскому льду. URL: <http://wdc.aari.ru/datasets/d0001/north/nic/sigrid> (дата обращения 01.09.2020).
14. Грачев К.И., Константинов Ю.Б. Высокоширотные воздушные экспедиции «Север» / Под ред. В.Т. Соколова. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 176 с.
15. Romanov I.P. Morphometric Characteristics of Ice and Snow in the Arctic Basin: Aircraft Landing Observations from the Former Soviet Union, 1928 — 1989, Version 1. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center. doi: 10.7265/N5B8562T.

REFERENCES

1. Frolov I.E., Ivanov V.V., Filchuk K.V., Makshtas A.P., Kustov V.Yu., Mahotina I.A., Ivanov B.V., Urazgildeeva A.V., Syoemin V.L., Zimina O.L., Krylov A.A., Bogin V.A., Zakharov V.Yu., Malyshev S.A., Gusev E.A., Baryshev P.E., Pilgaev S.V., Kovalev S.M., Turyakov A.B. Transarktika-2019: winter expedition in the Arctic Ocean on the R/V “Akademik Tryoshnikov”. *Problemy Arktiki i Antarktiki. Arctic and Antarctic Research*. 2019, 65 (3): 255 — 274. [In Russian].

2. Meredith M., Sommerkorn M., Cassotta S., Derksen C., Ekaykin A., Hollowed A., Kofinas G., Mackintosh A., Melbourne-Thomas J., Muelbert M.M.C., Ottersen G., Pritchard H., Schuur E.A.G. Polar Regions. IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [Pörtner H.-O., Roberts D.C., Masson-Delmotte Zhai V., P., Tignor M., Poloczanska E., Mintenbeck K., Alegria A., Nicolai M., Okem A., Petzold J., Rama B., Weyer N.M. (eds.)]. Available at: https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/3/2019/11/07_SROCC_Ch03_FINAL.pdf (accessed 01.09.2020).
3. Ivanova N., Pedersen L.T., Tonboe R.T., Kern S., Heygster G., Laverne T., Sørensen A., Saldo R., Dybkjær G., Brucker L., Shokr M. Inter-comparison and evaluation of sea ice algorithms: towards further identification of challenges and optimal approach using passive microwave observations. *The Cryosphere*. 2015, 9: 1797 — 1817.
4. Liu Y., Key J., Wang X., Tschudi M. Multidecadal Arctic sea ice thickness and volume derived from ice age. *The Cryosphere*. 2020, 14: 1325 — 1345.
5. Systematic observation requirements for satellite-based data products for climate (2011 update). GCOS — 154. Geneva, GCOS Secretariat, 2011: 127.
6. Laxon S.W., Giles K.A., Ridout A.L., Wingham D.J., Willatt R., Cullen R., Kwok R., Schweiger A., Zhang J., Haas C. CryoSat-2 estimates of Arctic sea ice thickness and volume. *Geophys. Res. Lett.* 2013, 40: 732 — 737.
7. Ricker R., Hendricks S., Helm V., Skourup H., Davidson M. Sensitivity of CryoSat-2 Arctic sea-ice freeboard and thickness on radar-waveform interpretation. *The Cryosphere*. 2014, 8 (4): 1607 — 1622.
8. Hendricks S., Ricker R. Product User Guide & Algorithm Specification — AWI CryoSat-2 Sea Ice Thickness version 2.2. AWI. 2019: 54.
9. Zhang J., Rothrock D.A. Modeling global sea ice with a thickness and enthalpy distribution model in generalized curvilinear coordinates. *Mon. Weather Rev.* 2003, 131: 845–861.
10. Zhang J., Rothrock D. A Thickness and Enthalpy Distribution Sea-Ice Model. *J. Phys. Ocean.* 2001, 31: 2986 — 3001.
11. Buzuev A.Ya., Dubovtsev V.F., Zakharov V.F., Smirnov V.I. *Usloviya plavaniya sudov vo l'dakh morei severnogo polushariya*. Navigation conditions in the sea of the Northern Hemisphere. Moscow: GUNIO MO USSR, 1988: 280 p. [In Russian].
12. Historical collection of the Arctic and Antarctic Research Institute detailed ice charts of the Arctic Ocean for 1933–1992 in the WMO SIGRID exchange format. World Data Center Sea-Ice — Global Digital Sea Ice Data Bank. Available at: <http://wdc.aari.ru/datasets/d0001/north/aari> (accessed 01.09.2020).
13. Historical collection of the US National Ice Center Northern Hemisphere detailed ice charts for 1972–1994 in the WMO SIGRID exchange format // World Data Center Sea-Ice — Global Digital Sea Ice Data Bank. Available at: <http://wdc.aari.ru/datasets/d0001/north/nic/sigrid> (accessed 01.09.2020).
14. Grachev K.I., Konstantinov Yu.B. *Vysokoshirotnie vozdushnie ekspeditsii Sever*: High-latitude aircraft expeditions “Sever”. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 2000: 176 p. [In Russian].
15. Romanov I.P. Morphometric Characteristics of Ice and Snow in the Arctic Basin: Aircraft Landing Observations from the Former Soviet Union, 1928–1989, Version 1. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center. doi: 10.7265/N5B8562T

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ
ATMOSPHERE AND HYDROSPHERE PHYSICS

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-349-363>
УДК 551.51



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

ОПЫТ ДИСТАНЦИОННОГО ТЕМПЕРАТУРНО-ВЛАЖНОСТНОГО
ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ В ПЕРИОД ДРЕЙФА
НЭС «АКАДЕМИК ТРЁШНИКОВ»

А.П. МАКШТАС^{*}, Г.Н. ИЛЬИН², В.Ю. БЫКОВ², Е.А. МИЛЛЕР³, А.В. ТРОИЦКИЙ⁴,
В.Ю. КУСТОВ¹, И.И. БОЛЬШАКОВА¹, Д.Д. РИЗЕ¹

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

² — Институт прикладной астрономии РАН, Санкт-Петербург, Россия

³ — НПО «АТТЕХ», г. Долгопрудный, Россия

⁴ — Научно-исследовательский радиофизический институт, Нижний Новгород, Россия

*maksh@aari.ru

Резюме

Приведено описание работы комплекса аппаратуры влажностно-температурного дистанционного зондирования нижнего слоя атмосферы (радиометр РВП и метеорологический профилемер МТР-5РЕ) в условиях Арктики. Выполнено сравнение результатов измерений радиометрических систем с данными аэрологического зондирования в широком спектре метеорологических условий. Получены оценки интегрального влагосодержания атмосферы и характеристик инверсий в нижнем 1000-метровом слое атмосферы в период дрейфа НЭС «Академик Трёшников» в северной части Баренцева моря.

Ключевые слова: влагосодержание, дистанционное зондирование, инверсия, полярная атмосфера, радиозондирование, радиометрический комплекс.

Для цитирования: Макштас А.П., Ильин Г.Н., Быков В.Ю., Миллер Е.А., Троицкий А.В., Кустов В.Ю., Большакова И.И., Ризе Д.Д. Опыт дистанционного температурно-влажностного зондирования атмосферы в период дрейфа НЭС «Академик Трёшников» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 3. С. 349 — 363. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-349-363>.

Поступила 15.07.2020

После переработки 24.08.2020

Принята 25.08.2020

THE EXPERIENCE OF REMOTE TEMPERATURE-WATER CONTENT
SOUNDING OF ATMOSPHERE DURING DRIFT
OF R/V “AKADEMIK TRYOSHNIKOV”

ALEKSANDR P. MAKSHAS¹*, GENNADII N. IL'IN², VLADIMIR YU. BYKOV², EVGENYA A. MILLER³,
ARKADY V. TROITSKY⁴, VASILY YU. KUSTOV¹, IRINA I. BOLSHAKOVA¹, DENIS D. RIZE¹

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

² — Institute of Applied Astronomy RAS, St. Petersburg, Russia

³ — R.P.O. "ATTEX", Dolgoprudny, Russia

⁴ — Scientific Research Radiophysical Institute, Nizhny Novgorod, Russia

*maksh@aari.ru

Summary

For the first time experience was gained with the operation of Russian equipment for water content and temperature remote sensing of the lower atmosphere in the Arctic. The comparison the results of measurements by radiometric systems with data of radiosoundings in wide range of meteorological conditions had been executed.

It is shown that mean difference between integral atmospheric water content, measured by water vapor radiometer WVR, and calculated from radiosoundings data does not exceed 6 % with standard deviation 0.54 kg/m² and significant correlation coefficient 0.92. Analysis the data of meteorological temperature profiler MTR-5 allows to conclude that in general its adequately reproduce air temperature profiles in the atmospheric lower 1000 m layer. Some deviations take place only in cases of large temperature gradients.

Preliminary analysis of WVR data showed that monthly mean value of integral atmospheric water content in area under study in April 2019 year practically coincides with calculated from radiosoundings, performed in 1983—1988 years at the polar station Barentsburg, nearest to the drift region, 3.61 and 3.62 kg/m² respectively. Same time hourly mean values of integral atmospheric water content during drift varied from 2 to 10 kg/m², with extreme values recorded between April 15 and April 20, probably due to intensive transport of air masses of the Atlantic origin.

Based on MTR-5 data it was concluded that despite differences in sounding technology, the place and time of observations, the statistics of inversions registered during drift correspond well to statistics of inversions, recorded on the Arctic coastal stations and over sea ice cover of the Weddell Sea in winter.

Keywords: inversion, polar atmosphere, radiometric complex, radiosounding, remote sensing, water content.

For Citation: Makshas A.P., Il'in G.N., Bykov V.Yu., Miller E.A., Troitsky A.V., Kustov V.Yu., Bolshakova I.I., Rize D.D. The experience of remote temperature-water content sounding of atmosphere during drift of R/V "Akademik Tryoshnikov". *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (3): 349 — 363. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-349-363>.

Received 15.07.2020

Revised 24.08.2020

Accepted 25.08.2020

ВВЕДЕНИЕ

Глобальное потепление, начавшееся в конце XX в., существенно повлияло на состояние криосферы Арктики. В последние десятилетия зарегистрированы существенное уменьшение площади морского ледяного покрова, более раннее начало таяния снежного покрова, деградация вечной мерзлоты, интенсивное таяние ледников и увеличение эрозии берегов. Одним из критических факторов, определяющих траекторию изменения климатической системы Арктики, является состояние полярной атмосферы. При этом дефицит комплексных натурных данных о ее основных характеристиках, таких, как влагосодержание, облачность, парниковые газы, аэрозоли, и, соответственно, о процессах, их обуславливающих, ограничивает качество и адекватность результатов, полученных с помощью диагностических или прогностических совместных моделей «атмосфера — лед — океан — суша» [1]. В этой

связи в период подготовки и проведения Третьего Международного полярного года была создана Международная сеть полярных обсерваторий (IASOA), основной целью которой является обеспечение постоянного мониторинга состояния арктической атмосферы [2]. В Российской Арктике в 2010 — 2013 гг. были открыты обеспеченные современным научным оборудованием полярные обсерватории: Гидрометеорологическая обсерватория Тикси, Научно-исследовательский стационар «Ледовая база Мыс Баранова» и Российский научный центр на Шпицбергене. В настоящее время в ААНИИ Росгидромета разрабатывается проект создания Арктической пространственно-распределенной обсерватории, основной задачей которой является оценка многолетних изменений и межгодовой изменчивости природной среды Российской Арктики, включая процессы теплового и динамического взаимодействия атмосферы, гидросферы и криосферы. Ее основой, кроме вышеперечисленных обсерваторий, будет постоянно действующая комплексная экспедиция на борту строящейся ледостойкой самодвижущей платформы (ЛСП).

В марте — апреле 2019 г. в период экспедиции «Трансарктика-2019» на борту НЭС «Академик Трёшников» были выполнены комплексные гидрометеорологические исследования [3], состав и качество которых могут послужить прообразом будущих работ на ЛСП. Важным компонентом метеорологического комплекса, развернутого на борту судна, были комплексы дистанционного температурно-влажностного зондирования атмосферы, описанию которых, валидации полученных с их помощью данных и предварительным результатам исследований нижнего слоя атмосферы в северной части Баренцева моря посвящена настоящая статья.

КОМПЛЕКСЫ ДИСТАНЦИОННОГО ТЕМПЕРАТУРНО-ВЛАЖНОСТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ РВП И МТР-5РЕ

Современные наземные автоматические радиометрические комплексы дистанционного зондирования атмосферы (ДЗА), измеряющие интенсивность собственного излучения атмосферы в сверхвысокочастотном (СВЧ) диапазоне длин волн, обеспечивают возможность получения данных о ряде параметров атмосферы в режиме реального времени. К таким параметрам относятся интегральное содержание водяного пара в столбе единичной площади (Q , кг/м²), водозапас облаков (W , кг/м²), характеристики температурного режима пограничного слоя атмосферы (до высоты 1000 м над местом установки). Первые два параметра измеряются двухчастотным СВЧ-радиометром водяного пара (РВП) по оценкам интенсивности излучения атмосферы в окрестностях линии излучения водяного пара 22,235 ГГц ($\vartheta_1 = 20,7$ ГГц и $\vartheta_2 = 31,4$ ГГц) [1]. По измеренным значениям интенсивности излучения, которую принято характеризовать эффективной радиояркостной температурой (РЯТ), вычисляются интегральные коэффициенты поглощения радиосигнала (оптическая толщина) $\tau(\vartheta_1)$, $\tau(\vartheta_2)$. С привлечением модели расчета затухания радиосигнала в атмосфере вычисляется коэффициент поглощения радиосигнала в кислороде $\tau_{-O_2}(\vartheta_{1,2})$ (URL: <https://www.itu.int/rec/R-REC-P.676/tus> (дата обращения 30.08.2020)) и составляется система уравнений, связывающая посредством расчетных коэффициентов значения поглощения в водяном паре $\Delta\tau(\vartheta_{1,2})$ с величинами Q и W [4, 5]. РВП оснащен встроенными датчиками температуры и давления воздуха, данные которых используются при расчетах. Погрешности датчиков не превышают 0,5 гПа и 1 °С, что не сказывается на точности расчетов Q и W . РВП также имеет емкостной индикатор осадков (V), фиксирующий в условных единицах интенсивность и продолжительность осадков, наличие которых может приводить к ошибкам в результатах измерений.

Для получения данных о вертикальном профиле температуры атмосферы в период экспедиции использовался аппаратный комплекс МТР-5РЕ, представляющий собой приемник, измеряющий интенсивность излучения атмосферы на низкочастотном склоне линии излучения кислорода (56,7 ГГц) [6, 7]. Комплекс МТР-5РЕ является модификацией температурного профилера [8], разработанной на основании выполненных в 1996 — 2010 гг. экспериментальных исследований в Арктике и Антарктике [9]. Прибор имеет ширину диаграммы направленности антенной системы 1° и возможность сканирования по углу места с малым шагом. Восстановление профиля температуры по спектру радиоярких температур решается методом статистической регуляризации. Параметры прибора позволяют выполнять измерения профиля температуры воздуха до высоты 1000 м с разрешением 10 м в нижних 100 м. Комплекс МТР-5РЕ адаптирован для работы при температурах до –80 °С и оснащен программным обеспечением с системой автоматической калибровки [4]. Модифицированный комплекс МТР-5РЕ производства НПО «АТТЕХ» в 2011 г. внесен в реестр средств измерений РФ под номером № 69577-17. Метрологические характеристики МТР-5РЕ представлены в табл. 1.

Таблица 1

Основные метрологические характеристики температурного профилера МТР-5РЕ

Table 1

General metrological characteristics of the temperature profiler MTP-5

Высота, м	Средняя квадратическая ошибка, °С	Разрешение по высоте, м
50	0,25	10
100	0,30	25
200	0,40	50
300	0,50	75
400	0,70	100
600	0,90	150
800	1,00	200
1000	1,20	250

Радиометрические комплексы позволяют получить информацию о характеристиках нижнего слоя атмосферы с высоким временным разрешением (РВП — до 10 с и МТР-5РЕ — 180 с). При этом РВП и МТР-5РЕ отличаются высокой чувствительностью к изменению интенсивности радиоизлучения атмосферы, что позволяет практически исключить влияние аппаратных шумов на точность измеряемых параметров. Следует отметить, что совместно комплексы РВП и МТР-5РЕ до настоящего времени использовались в основном для исследований в средних широтах, поэтому одной из задач, решаемых в экспедиции «Трансарктика-2019» была оценка качества получаемой с их помощью информации в Арктике.

ВАЛИДАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ КОМПЛЕКСОВ ДИСТАНЦИОННОГО ТЕМПЕРАТУРНО-ВЛАЖНОСТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ РВП И МТР-5РЕ

Метеорологический профилер МТР-5РЕ и радиометр водяного пара РВП были установлены на втором ярусе открытой палубы надстройки НЭС «Академик Трёшников» (рис. 1). Аэрологические зондирования атмосферы, данные которых использованы для валидации комплексов, производились с помощью навигационной

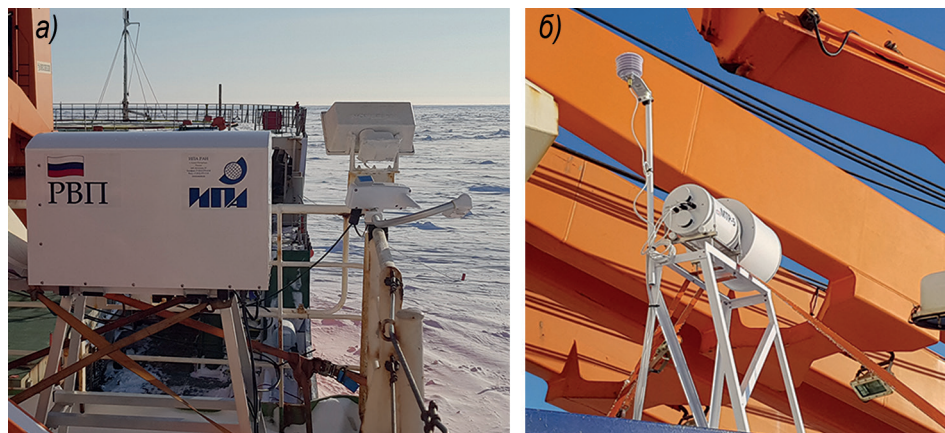


Рис. 1. Радиометр водяного пара РВП и метеорологический температурный профилемер МТР-5РЕ на палубе НЭС «Академик Трёшников»

Fig. 1. Water vapor radiometer WVR and meteorological temperature profiler MTR-5RE on the deck of R/V “Akademik Tryoshnikov”

базовой станции системы радиозондирования «Полюс-С» и радиозондов МРЗ-Н1 производства ОАО «Радий» (г. Касли, Россия).

На рис. 2 приведен корреляционный график величин влагосодержания атмосферы по данным измерений комплекса РВП и рассчитанных по данным двухразовых аэрологических зондирований для слоя 0 — 6 км, выполненных в период с 1 по 30 апреля 2019 г.

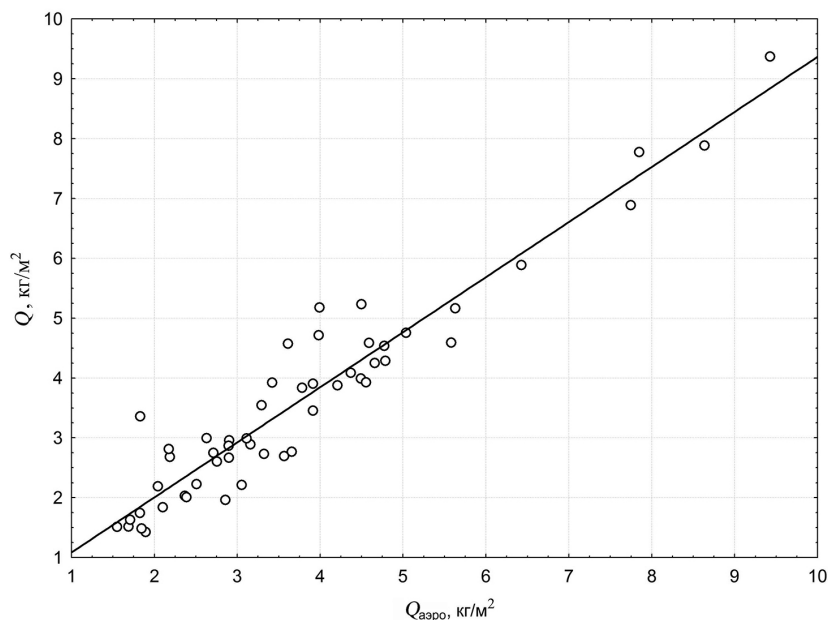


Рис. 2. Результаты сопоставления синхронных данных измерений РВП (Q) и влагосодержания шестикилометрового слоя атмосферы по данным радиозондирования ($Q_{\text{аэро}}$)

Fig. 2. Comparison the results of synchronous measurements of WVR (Q) and water content of the six-kilometer layer of atmosphere according to radiosoundings (Q_{aero})

В табл. 2 показано соответствие данных об интегральном влагосодержании атмосферы, измеренном с помощью РВП и рассчитанном для различных толщин слоя атмосферы по результатам 52 аэрологических зондирований. В первой строке таблицы приведены среднее, минимальное, максимальное значения и СКО величины интегрального влагосодержания атмосферы по всем среднечасовым значениям, полученным с помощью РВП в период дрейфа (Q РВП, 566 значений). В последующих строках показаны статистические характеристики разностей измеренных в сроки аэрологических зондирований значений влагосодержания атмосферы по данным РВП и рассчитанных для слоев 3, 4, 5, 6, 7 и 8 км по аэрологическим данным. В последнем столбце приведен коэффициент корреляции значений синхронизированных рядов измеренных и расчетных данных.

Таблица 2

Результаты сравнения величин интегрального влагосодержания атмосферы (Q , кг/м²) по данным РВП и аэрологических зондирований

Table 2

Comparison of integral atmospheric water content (Q , kg/m²) according to WVR and radiosounding data

Параметр	Среднее значение	Минимум	Максимум	СКО	Коэффициент корреляции
$Q_{\text{РВП}}$	3,61	1,43	9,37	1,72	—
$Q_{\text{РВП}} - Q_{3000}$	0,37	-0,63	2,15	0,65	0,89
$Q_{\text{РВП}} - Q_{4000}$	0,034	-0,85	1,68	0,57	0,91
$Q_{\text{РВП}} - Q_{5000}$	-0,13	-0,99	1,53	0,54	0,91
$Q_{\text{РВП}} - Q_{6000}$	-0,22	-1,04	1,50	0,54	0,92
$Q_{\text{РВП}} - Q_{7000}$	-0,26	-1,16	1,49	0,54	0,92
$Q_{\text{РВП}} - Q_{8000}$	-0,27	-1,22	1,48	0,54	0,92

Примечание. $Q_{\text{РВП}}$ — интегральное влагосодержание атмосферы (Q , кг/м²) по данным РВП, Q_{XXXX} м — влагосодержание слоя атмосферы от подстилающей поверхности до высоты XXXX, рассчитанное по аэрологическим данным

Note. $Q_{\text{РВП}}$ — integral water content of atmosphere (Q , kg/m²) according to WVR data, Q_{xxxx} — water content of atmospheric layer from underlying surface to the height xxxx, calculated from radiosoundings

Как видно из табл. 2, минимальное расхождение расчетных и измеренных величин Q имеет место при высоте слоя от 4 до 6 км при значимом на уровне 0,05 коэффициенте корреляции 0,91 — 0,92. Можно отметить некоторое занижение величин Q , зарегистрированных РВП, по отношению к оценкам Q по аэрологическим данным для слоев от 5 км и выше. Вероятно, это свидетельствует о пределе чувствительности РВП по высоте зондирования. Однако, учитывая возможные погрешности оценок влагосодержания по аэрологическим данным, обусловленные как собственно инструментальной погрешностью датчиков, так и изменением расстояния от точки запуска зонда и, соответственно, расположения РВП до местоположения зонда на различных высотах, результаты сравнения, как и качество данных об интегральном влагосодержании, можно считать в высшей степени удовлетворительными.

Относительно данных РВП о водозапасе облаков (W) следует отметить, что они носят оценочный характер в силу достаточно большой ошибки измерений [10] и могут скорее служить в качестве индикатора присутствия облаков различной мощности. То же самое можно сказать и о данных измерителя осадков, которые тем не

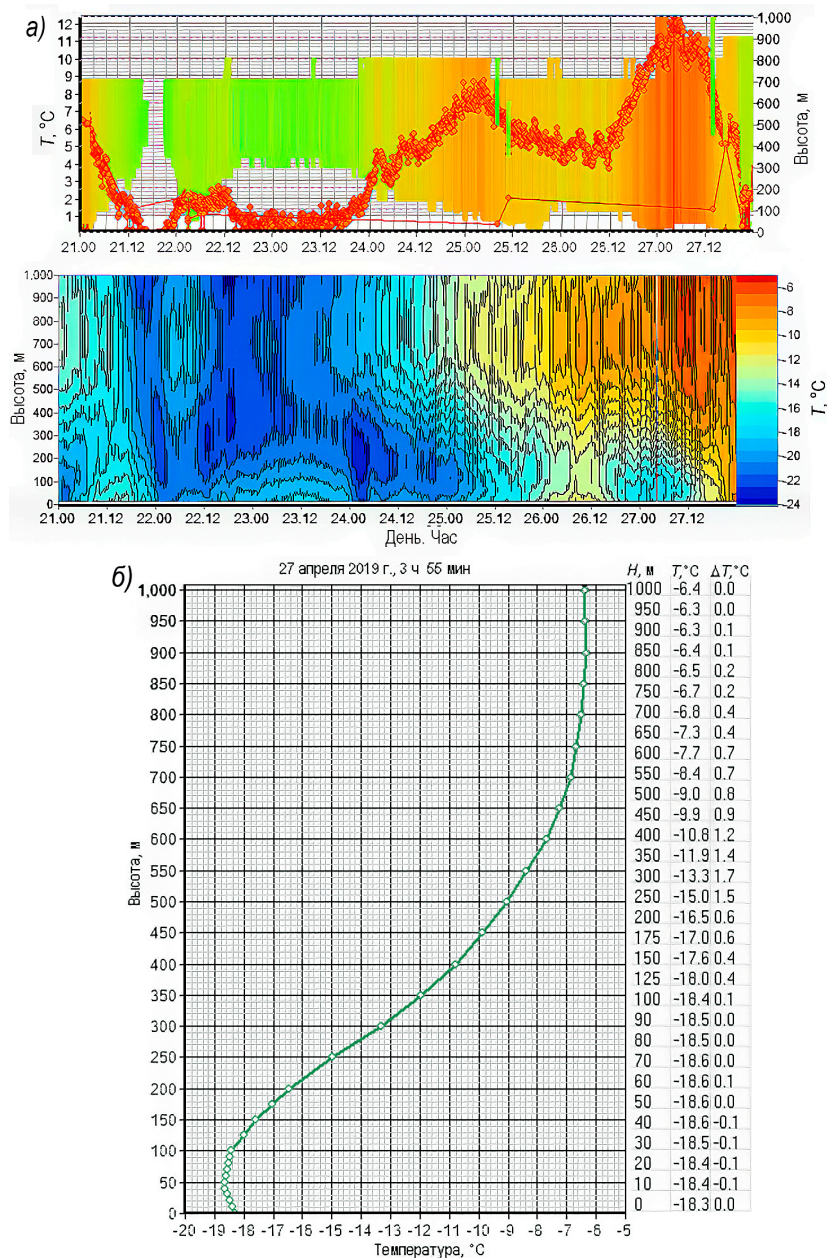


Рис. 3. Пример графического представления данных измерений аппаратного комплекса МТР-5РЕ.

а — пространственно-временная изменчивость температуры воздуха в нижнем километровом слое атмосферы с 21 по 27 апреля 2019 г. (температура верхней границы инверсии — красная линия); б — профиль температуры воздуха в период максимального развития инверсионного слоя

Fig. 3. Example of graphical presentation the data of meteorological temperature profiler MTR-5RE.

а — spatial-temporal variability of air temperature in the first kilometer of atmosphere during 21 — 27 April 2019 (temperature of inversion upper boundary — red line); б — profile of air temperature during of maximum development of the inversion layer

менее могут быть полезны при анализе метеорологических условий, при которых выполнялись измерения.

В отличие от радиометра РВП, который был использован для проведения измерений в полярных условиях впервые, эксплуатация метеорологического температурного профилера МТР-5 в Арктике и Антарктиде имеет длительную историю. Результаты комплексной валидации его данных описаны в работах [8, 9]. Сравнение данных МТР-5РЕ и данных радиозондирований, полученных в экспедиции, подтвердило, что в целом они адекватно воспроизводят профиль температуры воздуха в нижнем километровом слое атмосферы. Небольшие отклонения от профилей температуры, построенных по аэрологическим данным, имеют место лишь при больших ее градиентах. При этом следует подчеркнуть, что высокое разрешение МТР-5РЕ по высоте (от 10 до 50 м) и времени (180 с) позволяет детально и достаточно адекватно исследовать пространственно-временную изменчивость температуры воздуха в атмосферном пограничном слое (АПС). На рис. 3 в качестве примера получаемой с МТР-5РЕ информации, существенной для описания АПС, представлен эпизод с динамикой формирования температурных инверсий в период с 21 по 27 апреля, когда было достигнуто максимальное за весь период экспедиции значение мощности инверсии 12,3 °С при высоте ее нижней границы 75 м (27.04.2019 в 03:55).

ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕМПЕРАТУРНО-ВЛАЖНОСТНОГО РЕЖИМА НИЖНЕГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ В ПЕРИОД ДРЕЙФА

При интерпретации результатов мониторинга характеристик переноса солнечной и длинноволновой радиации в полярной атмосфере необходима регулярная информация о ее интегральном влагосодержании Q . До последнего времени основным источником такой информации являлись данные радиозондирований, проводимых на полярных и дрейфующих станциях. Обобщение этих данных за период 1959 — 1990 гг. было выполнено Л.П. Буровой в работах [11, 12]. Использование радиометра водяного пара РВП, регистрирующего Q с дискретностью 10 с и, как было показано выше, с высокой степенью достоверности, существенно расширяет возможности анализа, особенно при исследованиях прозрачности атмосферы, время проведения которых часто не совпадает с временем радиозондирований. Другим преимуществом использования РВП является возможность регистрации быстрых изменений состояния нижней атмосферы в результате прохождения над точкой наблюдений фронтальных зон, а также обусловленных суточным ходом солнечной радиации и ее влиянием на состояние приповерхностного и пограничного слоев атмосферы.

На рис. 4а представлены результаты измерений влагосодержания атмосферы, полученные в апреле 2019 г. в период дрейфа экспедиции «Трансарктика-2019» [3] к северу от архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. Как видно из рисунка, влагосодержание атмосферы в районе работ изменялось в широких пределах, от 2 до 10 кг/м², с экстремальными значениями, зарегистрированными в период с 15 по 20 апреля. Анализ синоптических карт и данных радиозондирований показал, что в этот период имел место интенсивный западный перенос воздушных масс атлантического происхождения. Можно также отметить, на фоне синоптической изменчивости, относительно небольшой суточный ход Q .

Оставляя на будущее анализ роли пространственно-временной изменчивости влагосодержания атмосферы при описании процессов энергомассообмена подстила-

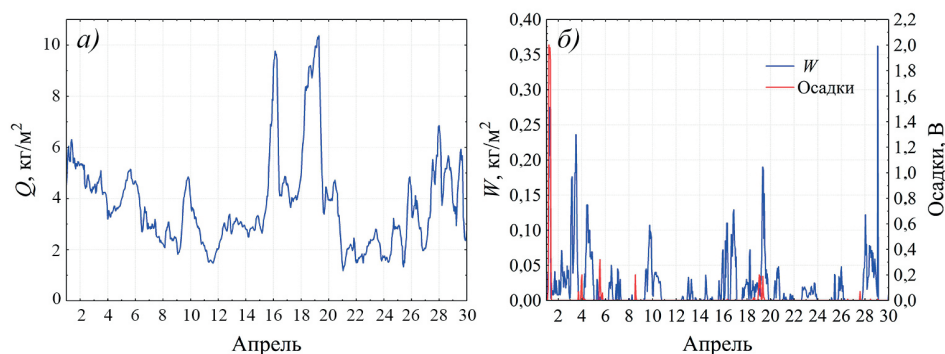


Рис. 4. Пространственно-временная изменчивость влагосодержания Q (а) и водозапаса облаков W и интенсивности осадков (б) в период дрейфа НЭС «Академик Трёшников»

Fig. 4. Spatial-temporal variability of water content Q (a), water capacity of clouds W , and intensity of precipitation (b) during drift of RV "Akademik Tryoshnikov"

ющей поверхности с атмосферой и совершенствовании существующих параметризаций длинноволновой и коротковолновой радиации в полярных районах, отметим интересный факт в области климатологии. Как следует из табл. 2, среднеемесячное значение Q в апреле по данным РВП составляет величину $3,61 \text{ кг/м}^2$. Приведенное в работе [12] среднеемесячное значение Q в апреле по данным аэрологических зондирований на ближайшей к району дрейфа полярной станции Баренцбург, выполненных в 1983 — 1988 гг., равно $3,62 \text{ кг/м}^2$. При этом, по данным [12], величины среднеемесячных значений Q за тот же период для расположенных в юго-западной части побережья Северного Ледовитого океана полярных станций о. Диксон и м. Челюскин составляют $2,8 \text{ кг/м}^2$ и $2,13 \text{ кг/м}^2$. Можно осторожно предположить, что указанное совпадение величин Q свидетельствует о многолетней устойчивости атмосферного переноса влаги в районе Шпицбергена.

На рис. 4б приведены данные о водозапасае облаков (W) и наличии осадков, полученные с помощью РВП. К сожалению, по информации создателей комплекса РВП, данные о W , представляющие собой результаты модельных расчетов, до настоящего времени не валидированы, поскольку для этого необходимы самолетные измерения в районе установки комплекса. Тем не менее они представляют известный интерес, поскольку содержат дополнительную информацию о наличии облачности и ее плотности. То же самое можно сказать в отношении данных измерителя осадков, позволяющих качественно оценить продолжительность и интенсивность осадков.

В заключение следует отметить, что радиометр водяного пара, продемонстрировавший в ходе экспедиции высокое качество получаемой с его помощью информации и надежность, развернут в ноябре 2019 г. на НИС «Ледовая база Мыс Баранова» как составная часть приборного комплекса, осуществляющего мониторинг природной среды Российской Арктики.

Обращаясь к данным метеорологического профилера МТР-5РЕ, следует еще раз отметить, что с его помощью имеется возможность получать информацию о характере изменений температуры воздуха в атмосферном пограничном слое непосредственно в точке наблюдений с временной дискретностью 180 с и пространственной — от 10 до 50 м, недоступную по данным аэрологических зондирований, использовавшихся ранее для мониторинга состояния АПС в полярных районах [13,

**Статистические характеристики инверсий
в период дрейфа НЭС «Академик Трёшников»**

Table 3

Statistical characteristics of inversions during drift of RV “Akademik Tryoshnikov”

Параметр	Среднее значение	Минимум	Максимум	СКО
z_b	163	0	600	152
z_t	734	40	1000	239
$z_t - z_b$	571	40	1000	206
T_b	-167	-26,3	-2,6	5,1
T_t	-12,9	-22,6	-1,3	5,3
$T_t - T_b$	3,8	0,3	11,9	2,8

14]. Анализ процессов формирования АПС в районе работ экспедиции — тема будущих публикаций, в настоящей статье приведена информация об одной из наиболее важных его характеристик — структуре инверсионного слоя в нижней тропосфере (до высоты 1000 м).

При расчетах основных параметров инверсионного слоя использован программный продукт МТР-5РЕ, основанный на протоколе, предложенном в работе [13]. Следуя протоколу, производится сканирование по высоте каждого температурного профиля. Если температура на некотором уровне увеличилась, уровень непосредственно под ним полагается высотой нижней границы инверсии z_b с температурой T_b . При дальнейшем сканировании уровень, расположенный ниже уровня, с которого температура начинает понижаться, считается верхней границей инверсии с соответствующими высотой и температурой z_t и T_t . В период экспедиции инверсии нижнего уровня были идентифицированы в 82 % осредненных за каждый час профилей. Основные статистические характеристики зарегистрированных 533 инверсий приведены в табл. 3.

Как видно из таблицы, температура на нижней границе инверсии всегда была ниже 0 °С, среднее значение глубины инверсии $z_t - z_b$ составляло 571 м, а ее мощность $T_t - T_b$ — 3,8 °С. При этом следует отметить, что высота верхней границы инверсии, равно как и ее температура, могли быть занижены вследствие ограничения диапазона высот, регистрируемых профилемером (не более 1000 м.).

На рис. 5 приведены гистограммы распределения по величине основных характеристик инверсий. Как видно из рис. 5а, 13 % инверсий начинались от подстилающей поверхности, а более 32 % — имели основание ниже 100 м. Эти значения примерно в два раза меньше, чем приведенные в работах [13, 14], основанных на данных аэрологических наблюдений полярных станций в Арктике в зимний период, и в работе [15] — на данных аэростатных зондирований в море Уэдделла в период антарктической зимы. Указанное расхождение, вероятно, обусловлено временем наблюдений: весенний и зимний периоды — и, соответственно, отсутствием прогрева подстилающей поверхности коротковолновой радиацией в периоды измерений, данные которых использованы в упомянутых выше работах.

Рис. 5б показывает, что инверсии в период наблюдений были довольно тонкими. Их глубина в большинстве случаев была менее 700 м, что неплохо согласуется с данными работы [15]: 550 м. Изменение температуры в инверсионном слое, как видно из рис. 5г, может быть довольно большим, вплоть до 12 °С. Однако в основ-

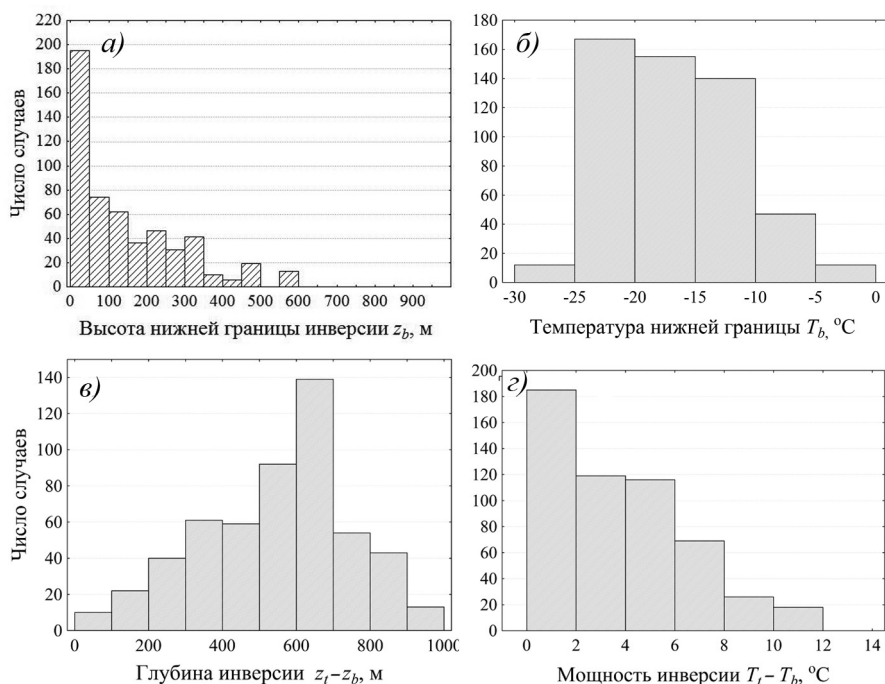


Рис. 5. Гистограммы повторяемости характеристик инверсий, зарегистрированных в апреле 2019 г. в районе дрейфа НЭС «Академик Трёшников».

a — высота нижней границы инверсии z_b ; *б* — температура воздуха на нижней границе инверсии T_b ; *в* — глубина инверсии $z_t - z_b$; *г* — мощность инверсии $T_t - T_b$

Fig. 5. Histograms of inversion statistics as observed in April 2019 during drift of RV “Akademik Tryoshnikov”.

a — height of inversion lower boundary z_b ; *б* — air temperature at the lower boundary of inversion T_b ; *в* — depth of inversion $z_t - z_b$; *г* — intensity of inversion $T_t - T_b$

ном мощность инверсий варьировала в пределах от 1 до 8 °C, что соответствует величине, приведенной в работе [14], основанной на данных радиозондирований российских береговых и островных станций: от 2 до 6 °C.

Таким образом, можно сделать вывод, что, несмотря на различия в технологии зондирования, места и времени его проведения, статистика инверсий, полученных в экспедиции «Трансарктика-2019», не сильно отличается от аналогичной статистики инверсий, наблюдаемых на арктическом побережье и над ледяным покровом моря Уэдделла в зимний сезон. Полученные с помощью температурного профилера МТР-5РЕ данные о температурном режиме АПС высокого пространственно-временного разрешения в районе существенной циклонической активности в известной степени подтверждают высказанное в работе [15] предположение о том, что атмосферный пограничный слой над арктическим и антарктическим морским ледяным покровом имеет тенденцию к локальному формированию в холодный период года, поскольку масштаб времени его приспособления к изменению внешних условий меньше, чем масштаб времени адвективных событий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые получен опыт использования комплекса аппаратуры дистанционного зондирования нижнего слоя атмосферы в условиях Арктики и выполнена валидация результатов измерений радиометрических систем по данным аэрологических зондирований в широком спектре метеорологических условий.

По результатам сравнения данных радиометра водяного пара РВП с данными аэрологических зондирований показано, что расхождение между ними в среднем не превышает 6 % при среднеквадратическом отклонении $0,54 \text{ кг/м}^2$ и значимом коэффициенте корреляции 0,92. При этом выявлено, что по данным РВП наблюдается незначительное, но систематическое занижение величины интегрального влагосодержания атмосферы. Особенно заметно расхождение при малых значениях влагосодержания. Впрочем, в этом случае и точность оценки по аэрологическим данным остается под вопросом.

Анализ данных МТР-5РЕ показал, что в целом они адекватно воспроизводят профиль температуры воздуха в нижнем километровом слое атмосферы. Небольшие отклонения от профилей температуры, построенных по аэрологическим данным, имеют место лишь при больших ее градиентах. Этот недостаток полностью окупается предоставляемой комплексом возможностью подробно и с малой дискретностью исследовать динамику формирования приповерхностных инверсий.

Оценивая работу обоих комплексов в целом, следует отметить, что они позволяют при минимальных затратах на эксплуатацию получать с высоким пространственным и, особенно, временным разрешением информацию о характеристиках нижних слоев атмосферы, недоступную при использовании других средств наблюдений.

Предварительный анализ полученных данных РВП показал, что среднемесячное значение интегрального содержания атмосферы в районе дрейфа экспедиции «Трансарктика-2019» в апреле практически совпадает с рассчитанным для того же месяца по данным аэрологических зондирований, выполненных в 1983 — 1988 гг. на ближайшей к району работ полярной станции Баренцбург ($3,61$ и $3,62 \text{ кг/м}^2$). При этом интегральное влагосодержание атмосферы в районе работ экспедиции изменялось в широких пределах, от 2 до 10 кг/м^2 , с экстремальными значениями, зарегистрированными в период с 15 по 20 апреля и обусловленными интенсивным переносом воздушных масс атлантического происхождения.

На основе анализа данных МТР-5РЕ сделан вывод, что, несмотря на различия в технологии зондирования, места и времени его проведения, статистика инверсий, полученных в экспедиции «Трансарктика-2019», соответствует аналогичной статистике инверсий, наблюдаемых на арктическом побережье и над ледяным покровом моря Уэдделла в зимний сезон. Полученные данные о температурном режиме АПС высокого пространственно-временного разрешения в районе существенной циклонической активности в известной степени подтвердили высказанное в работе [15] предположение о том, что пограничный слой атмосферы над арктическим и антарктическим морским ледяным покровом имеет тенденцию к локальному формированию в холодный период года, поскольку масштаб времени его приспособления к изменению внешних условий меньше, чем масштаб времени адвективных событий.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России (проект RFMEFI61619X0108).

Благодарности. Авторы благодарны участникам экспедиции «Трансарктика-2019» за помощь при проведении наблюдений и анонимным рецензентам за сделанные замечания и комментарии.

Competing interests. There are no competing interests.

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

Acknowledgements. The authors are grateful to the participants of the expedition “Transarktika-2019” for assistance in execution of observations and anonymous reviewers for comments.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge; New York: Cambridge University Press, 2013. 1535 p. doi:10.1017/CBO9781107415324.
2. Uttal T., Starkweather S., Drummond J.R., Vihma T., Makshtas A.P., Darby L.S., Burkhart J.F., Christopher J. Cox Ch., Schmeisser L.N., Haiden T., Maturilli M., Shupe M. D., De Boer G., Auromet S., Grachev A.A., Crepinsek S.M., Bruhwiler L., Goodison B, Bruce McArthur, Walden Von P., Dlugokencky E.J., Persson P. Ola G., Lesins G., Laurila T. Ogren J.A., Stone R., Long Ch.N., Sharma S., Massling A., Turner D.D., Stanitski D.M., Asmi Ei., Aurela M., Skov H., Eleftheriadis K., Virkkula A., Platt A., Førland E.J., Iijima Y., Ingeborg E. Nielsen, Bergin M.H., Candlish L., Zimov N.S., Zimov S.A., O'Neill N.T., Fogal P.F., Kivi R., Konopleva-Akish E.A., Verlinde J., Kustov V.Y., Vassel B., Ivakhov V.M., Viisanen Y., Intrieri J.M. International Arctic Systems for Observing the Atmosphere // An International Polar Year Legacy Consortium. Bulletin of the American Meteorological Society. 2016. V. 97. № 6. P. 1033 — 1056.
3. Frolov I.E., Ivanov V.V., Filchuk K.V., Makshtas A.P., Kustov V.Yu., Mahotina I.A., Ivanov B.V., Urazgildeeva A.V., Syoemin V.L., Zimina O.L., Krylov A.A., Bogin V.A., Zakharov V.Yu., Malyshev S.A., Gusev E.A., Baryshev P.E., Pilgaev S.V., Kovalev S.M., Turyakov A.B. Transarktika-2019: winter expedition in the Arctic Ocean on the R/V “Akademik Tryoshnikov” // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65 (3). P. 255 — 274.
4. Ильин Г.Н., Троицкий А.В. Определение тропосферной задержки радиосигнала радиометрическим методом // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. 2017. Т. 60. № 4. С. 326 — 335.
5. Башаринов А.Е., Гурвич А.С., Егоров С.Т. Радионизлучение Земли как планеты. М.: Наука, 1974. 188 с.
6. Troitsky A.V., Gaykovich K.P., Kadygrov E.N., Kosov A.S., Gromov V.A. Thermal sounding of the atmosphere boundary layer in oxygen absorbtion band center // IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing. 1993. V. 31. № 1. P. 116 — 120.
7. Westwater E.R., Han Y., Irisov V.G., Leuvskiy V., Kadygrov E.N., Viazankin A.S. Remote sensing of boundary layer temperature profiles by a scanning 5-mm microwave radiometer and RASS: Comparison Experiments // Journal of Atmospheric, and Oceanic Technology. 1999. V. 16. P. 805 — 818.
8. Folomeev V.V., Kadygrov E.N., Miller E.A., Nekrasov V.V., Shaposhnikov A.N., Troisky A.V. Advanced Microwave System for Measurement of ABL Thermal Stratification in Polar Region // Proceedings of WMO Techn. Conferense on Meteorological Instruments and Methods of Observations. Helsinki, 2010. P. 1 — 6.

9. EPA. Quality Assurance Guidance for the Collection of Meteorological Data Using Passive Radiometers. U.S. Environmental Protection Agency Region 10 Office of Environmental Assessment and U.S. Environmental Protection Agency Office of Air Quality Planning and Standards. FINAL 0611, 2011. 215 p.
10. Степаненко В.Д., Щукин Г.Г., Бобылев Л.П., Матросов С.Ю. Радиотеплолокация в метеорологии. Радиотеплолокационные методы определения характеристик влагосодержания облачной атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 280 с.
11. Бурова Л.П. Влагооборот в атмосфере Арктики. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 128 с.
12. Бурова Л.П., Лукьянчикова Н.И. Распределение водяного пара в атмосфере Арктики в условиях ясного и пасмурного неба // Метеорология и гидрология. 1996. № 1. С. 35 — 42.
13. Kahl J.D. Characteristics of the Low-Level Temperature Inversion along the Alaskan Arctic Coast // Int. J. Climatol. 1990. V. 10. P. 537 — 548.
14. Serreze M.C., Kahl J.D., Schnell, R.C. Low-Level Temperature Inversions of the Eurasian Arctic and Comparisons with Soviet Drifting Station Data // J. Climate. 1992. V. 5. P. 615 — 629.
15. Andreas E.L., Claffey K.J., Makshtas A.P. Low-level atmospheric jets and inversions over the Western Weddell sea // Boundary-Layer Meteorology. 2000. V. 97. P. 459 — 486.

REFERENCES

1. IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge; New York: Cambridge University Press, 2013: 1535 p.
2. Uttal T., Starkweather S., Drummond J.R., Vihma T., Makshtas A.P., Darby L.S., Burkhart J.F., Christopher J. Cox Ch., Schmeisser L.N., Haiden T., Maturilli M., Shupe M. D., De Boer G., Auromeet S., Grachev A.A., Crepinsek S.M., Bruhwiler L., Goodison B., Bruce McArthur, Walden Von P., Dlugokencky E.J., Persson P. Ola G., Lesins G., Laurila T. Ogren J.A., Stone R., Long Ch.N., Sharma S., Massling A., Turner D.D., Stanitski D.M., Asmi E., Aurela M., Skov H., Eleftheriadis K., Virkkula A., Platt A., Førland E.J., Iijima Y., Ingeborg E. Nielsen, Bergin M.H., Candlish L., Zimov N.S., Zimov S.A., O'Neill N.T., Fogal P.F., Kivi R., Konopleva-Akish E.A., Verlinde J., Kustov V.Y., Vassel B., Ivakhov V.M., Viisanen Y., Intrieri J.M. I International Arctic Systems for Observing the Atmosphere. An International Polar Year Legacy Consortium. Bulletin of the American Meteorological Society. 2016, 97 (6): 1033 — 1056.
3. Frolov I.E., Ivanov V.V., Filchuk K.V., Makshtas A.P., Kustov V.Yu., Mahotina I.A., Ivanov B.V., Urazgildeeva A.V., Syoemin V.L., Zimina O.L., Krylov A.A., Bogin V.A., Zakharov V.Yu., Malyshev S.A., Gusev E.A., Baryshev P.E., Pilgaev S.V., Kovalev S.M., Turyakov A.B. Transarktika-2019: winter expedition in the Arctic Ocean on the R/V “Akademik Tryoshnikov”. *Problemy Arktiki i Antarkтики*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (3): 255 — 274.
4. Il'in G.N., Troitskii A.V. Determination the tropospheric delay of radio signal by the radiometric method. *Radiofizika i kvantovaya elektronika*. Radiophysics and Quantum Electronics. 2017, 60 (4): 326 — 335. [In Russian].
5. Basharinov A.E., Gurvich A.S., Egorov S.T. *Radioizluchenie Zemli kak planet*. Radio emission of the earth as a planet. Moscow: Nauka, 1974: 188 p. [In Russian].
6. Troitsky A.V., Gaykovich K.P., Kadygrov E.N., Kosov A.S., Gromov V.A. Thermal sounding of the atmosphere boundary layer in oxygen absorption band center. *IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing*. 1993, 31 (1): 116 — 120. [In Russian].
7. Westwater E.R., Han Y., Irisov V.G., Leuvskiy V., Kadygrov E.N., Viazankin A.S. Remote sensing of boundary layer temperature profiles by a scanning 5-mm microwave radiometer and RASS: Comparison of experiments. *Journal of Atmospheric, and Oceanic Technology*. 1999, 16: 805 — 818.

8. Folomeev V.V., Kadygrov E.N., Miller E.A., et al. Advanced Microwave System for Measurement of ABL Thermal Stratification in Polar Region. Proceedings of WMO Techn. Conference on Meteorological Instruments and Methods of Observations. Helsinki, Finland, 2010: 1 — 6.
9. EPA. Quality Assurance Guidance for the Collection of Meteorological Data Using Passive Radiometers. U. S. Environmental Protection Agency Region 10 Office of Environmental Assessment and U. S. Environmental Protection Agency Office of Air Quality Planning and Standards. FINAL 0611, 2011: 215 p.
10. Stepanenko V.D., Shchukin G.G., Bobylev L.P., Matrosov S.Iu. Radioteplolokatsiia v meteorologii. Radioteplolokatsionnye metody opredeleniia kharakteristik vlagosoderzhaniia oblachnoi atmosfery. Radio-infrared detection in meteorology. Radio-infrared detection methods for determining moisture content of cloud atmosphere. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1987: 280 p. [In Russian].
11. Burova L.P. Vлагооборот v atmosfere Arktiki. Moisture in the Arctic atmosphere. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1983: 128 p. [In Russian].
12. Burova L.P., Luk'ianchikova N.I. Water vapor distribution in the Arctic atmosphere in clear and overcast conditions. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 1996, 1: 35 — 42. [In Russian].
13. Kahl J.D. Characteristics of the low-level temperature inversion along the Alaskan Arctic Coast. *Int. J. Climatol*. 1990, 10: 537 — 548.
14. Serreze M.C., Kahl J.D., Schnell R.C. Low-level temperature inversions of the Eurasian Arctic and comparisons with Soviet drifting station data. *J. Climate*. 1992, 5: 615 — 629.
15. Andreas E.L., Claffey K.J., A.P. Makshtas A.P. Low-level atmospheric jets and inversions over the Western Weddell sea. *Boundary-Layer Meteorology*. 2000, 97: 459 — 486.

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-364-380>
УДК 551.511.62:551.326



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

ОСОБЕННОСТИ ТУРБУЛЕНТНОГО ТЕПЛООБМЕНА ВБЛИЗИ ВСТОРОШЕННЫХ УЧАСТКОВ МОРСКОГО ЛЬДА

Б.В. ИВАНОВ^{1,2,3*}, А.В. УРАЗГИЛЬДЕЕВА^{1,2}, А.Н. ПАРАМЗИН¹, С.С. СЫРОВЕТКИН¹,
Д.В. ДРАБЕНКО¹

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

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

³ — Институт физики атмосферы РАН, Москва, Россия

*b_ivanov@aari.ru

Резюме

Исследуются особенности процессов турбулентного теплообмена вблизи восторошенных участков морского льда с помощью беспилотного летательного аппарата (БПЛА). Предшествующие исследования показали, что альbedo склонов торосов и турбулентный обмен вблизи гряд отличаются от условий, наблюдаемых на ровном льду. В задачи исследований входили измерения отраженной радиации над восторошенными участками, для последующего расчета альbedo, и проведение измерений скорости ветра и температуры воздуха вблизи подветренных и наветренных склонов для оценки турбулентных потоков явного тепла. Использовался БПЛА, с оригинальным измерительным комплексом, для изучения восторошенных поверхностей и соседних участков ровного льда, а также измерения характеристик приземного слоя атмосферы (температура воздуха/поверхности, скорость ветра) вблизи торосов. Эксперименты показали, что альbedo и температура поверхности торосов ниже, чем на прилегающих участках ровного льда, а турбулентные потоки явного тепла отличаются от аналогичных характеристик, полученных на ровном льду. В условиях увеличивающейся доли тонких однолетних льдов в Арктике, в большей степени подверженных торошению по сравнению с многолетними льдами, оценки теплообмена с атмосферой, возможно, требует определенного пересмотра.

Ключевые слова: альbedo, торосы, ровный лед, турбулентный обмен в приземном слое атмосферы, эксперименты с использованием БПЛА.

Для цитирования: Иванов Б.В., Уразгильдеева А.В., Парамзин А.Н., Сыроветкин С.С., Драбенко Д.В. Особенности турбулентного теплообмена вблизи восторошенных участков морского льда // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 3. С. 364 — 380. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-364-380>.

Поступила 19.07.2020

После переработки 12.09.2020

Принята 15.09.2020

TURBULENT HEAT EXCHANGE CHARACTERISTICS IN SEA ICE RIDGES AREAS

BORIS V. IVANOV^{1,2,3*}, ALEXANDRA V. URAZGILDEEVA^{2,1}, ANDREY N. PARAMZIN¹,
SERGEY S. SIROVETKIN¹, DMITRIY V. DRABENKO¹

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

² — Saint Petersburg State University, Russia

³ — Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

*b_ivanov@aari.ru

Summary

The studies of the features of turbulent heat exchange were carried out for the first time in domestic practice near ice ridge areas of sea ice using an unmanned aerial vehicle (UAV) as part of the expedition "Transarktika-2019" onboard the R/V "Akademik Tryoshnikov". An original measuring complex designed in AARI, was used to assess the characteristics of the ice surface (ice ridges, flat areas of ice). This made it possible to obtain comparative estimates of the albedo and surface temperature of different morphometric structures of the sections of the ice field, where the expedition's ice camp was organized. Measurements of air temperature and wind velocity were carried in the atmospheric surface layer on flat snow-covered areas of sea ice out from the windward and leeward sides of the ridge in parallel with the UAV flights. As a result of the experiments, it was found that the ice ridges areas have a lower albedo and surface temperature compared to neighboring areas of flat sea ice on average. Turbulent heat fluxes from the windward side of the hummock ridge exceed similar values recorded from the leeward side under conditions of unstable stratification in the atmospheric surface layer and exceed the fluxes calculated for conditions of flat ice on the sections with absence of hummocks, on average. In total, the nature and intensity of turbulent heat conduction in the ice ridges area differs from the analogous values observed on the flat sea ice cover. It is possible that the assessment of heat conduction with the atmosphere requires a certain revision, against the background (within the conditions) of thin first-year ice increasing which is more prone to hummocking than multi-year ice.

Keywords: albedo, flat ice, ice ridges, turbulent heat conduction in the atmospheric surface layer, UAV experiments.

For Citation: Ivanov B.V., Urazgildeeva A.V., Paramzin A.N., Sirovetkin S.S., Drabenko D.V. Turbulent heat exchange characteristics in sea ice ridges areas. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (3): 364 — 380. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-364-380>.

Received 19.07.2020

Revised 12.09.2020

Accepted 15.09.2020

ВВЕДЕНИЕ

В течение последних десятилетий в Арктике отмечается стабильная тенденция к потеплению, позволяющая предполагать, что это не кратковременные отклонения климатической системы от состояния равновесия, а ее долгопериодные изменения. Пространства открытой воды в Центральной Арктике в августе — сентябре 2007, 2012 и 2016 гг. достигли своих максимальных (рекордных) значений за весь предшествующий период наблюдений. Однако в последующие зимы эти площади были снова покрыты льдом. Например, минимальные летние площади льда в Арктике в 2017 г. были на 1,3 млн кв. км больше соответствующих площадей, наблюдавшихся в 2016 г., что привело к значительному увеличению доли однолетних льдов

[1]. При этом процессы торошения, ввиду уменьшения толщины льда, приобретают повсеместный характер. Подобные явления становятся серьезной проблемой для круглогодичной навигации на трассе Северного морского пути, использование которой неуклонно расширяется, она становится востребованной не только для различных отраслей народного хозяйства, но и для обороноспособности России. Преодоление восторошенных участков по-прежнему остается серьезной проблемой для самых мощных современных атомных ледоколов не только в зимний, но и весенне-летний сезоны.

Морской ледяной покров является одним из ключевых индикаторов современного состояния полярных климатических систем. Как правило, исследования особенностей процессов энергомассообмена (турбулентный и радиационный теплообмен) в полярных районах зимой связаны с учетом площадей, занятых молодыми льдами и открытой водой (разводья, полыньи), которые считаются основными источниками теплоотдачи в атмосферу [2]. В весенне-летний период не менее важную роль играют снежницы, являющиеся основными аккумуляторами солнечной энергии в этот период года [3, 4]. Поэтому большинство крупномасштабных и региональных моделей морского льда различного уровня разрешения по пространству и времени учитывают, как правило, только площадь, занятую упомянутыми участками ледяного покрова. В последние десятилетия в условиях наблюдаемой устойчивой тенденции потепления в Арктике («Арктическое усиление») во многих районах Арктического бассейна значительная часть площади поверхности дрейфующих льдов покрыта торосами, что связано с увеличивающейся долей более тонких однолетних льдов (сезонный ледяной покров) и уменьшающимся количеством более толстых старых льдов [5]. Об этом свидетельствуют прежде всего данные спутниковых наблюдений [1]. Значительная масса морского льда перераспределяется из относительно толстых ровных льдов в более тонкие и сильно восторошенные. По некоторым оценкам [6], на торосы может приходиться до 50 % от всего объема льда в Арктическом бассейне, и по прогнозам это количество будет только расти. Исследовать процессы теплообмена через восторошенные льды с помощью стандартных (наземных) методов наблюдений крайне затруднительно. Как следствие, невозможно корректно рассчитать альбедо, оценить температуру и радиационный баланс значительных по площади поверхностей (гряды торосов, восторошенные поля). Немногочисленные экспериментальные и теоретические исследования показывают, что характер и интенсивность процессов теплообмена при наличии торосистых образований заметно отличаются от условий, наблюдающихся на ровном льду [7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15], но это никак не учитывается в математических моделях. Технические и методические средства корректной оценки теплообмена над обширными восторошенными поверхностями практически отсутствуют. В первую очередь это касается величины альбедо, важнейшего параметра, определяющего интенсивность таяния морского льда и играющего важную роль в механизме положительных обратных связей. Использование беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) позволяет, в первом приближении, оценить радиационные и термические характеристики таких поверхностей с высокой степенью пространственного разрешения, что чрезвычайно востребовано в математических моделях морского льда. Эксперименты с БПЛА также могут быть использованы для более точной верификации данных, получаемых с помощью искусственных спутников Земли. Пульсационные измерения, выполненные специ-

алистами ИФА РАН вблизи отдельных гряд торосов [13, 14], позволили впервые получить количественные оценки коэффициента аэродинамического сопротивления (коэффициента трения) в приледном слое атмосферы в зависимости от высоты торсов и расстояния до них. Изменение структуры приледного турбулентного слоя, безусловно, должно приводить и к изменению интенсивности турбулентного теплообмена вблизи восторошенных участков ледяного покрова. Наконец, торосы, формирующиеся в осенне-зимний период, в силу характерных особенностей своей внутренней структуры (конгломерат частично смерзшихся ледяных фрагментов и пространств, заполненных морской водой), являются очагами повышенной теплоотдачи в атмосферу по сравнению с ровными заснеженными участками морского льда [12]. Все это указывает на то, что характер и интенсивность теплообмена в районе восторошенных участков могут заметно отличаться от аналогичных процессов, наблюдающихся на ровном льду, и эти обстоятельства необходимо учитывать при оценках теплообмена арктического ледяного покрова с атмосферой в условиях наблюдаемого потепления Арктики. Таким образом, математические модели, использующиеся для оценки ледовых условий различной степени заблаговременности, нуждаются в принципиальном уточнении. В первую очередь это касается определения средних по пространству величин альбедо и толщин снега с учетом площадей, занятых восторошенными льдами, по сравнению с ровными участками морского льда. В современных математических моделях альбедо ровного льда и торосов принимается одинаковым, что противоречит нашим предварительным оценкам. Описание характера теплового взаимодействия между атмосферой и морским льдом основано на корректном учете особенностей этого процесса. В весенне-летний период радиационный баланс в значительной степени определяет суммарный приток тепла от атмосферы к снежно-ледяной подстилающей поверхности. В этот период определяющую роль играют физические процессы, обуславливающие термодинамическое разрушение сплошного ледяного покрова (образование снежиц, их сквозное протаивание и т.п.). И если для ровных участков указанных поверхностей существуют проверенные схемы описания этих процессов, то параметризации процессов теплообмена для участков, занятых торосами, практически отсутствуют.

Как уже указывалось выше, на рубеже XX и XXI вв. в Арктическом бассейне наблюдается устойчивая тенденция к сокращению площади и толщины многолетних льдов [16, 17, 18, 19]. Это подтверждается данными дистанционного зондирования, морских и воздушных экспедиций, результатами, полученными в последние десятилетия на российских дрейфующих станциях. Количественные оценки пространственно-временной изменчивости основных характеристик ледяного покрова (толщина, площадь распространения, сплоченность, торосистость, площадь, занятая снежицами и разводьями) позволяют объективно оценить многолетние тенденции его развития [1, 20]. В ААНИИ накоплен значительный материал (дрейфующие станции «Северный полюс») по морфометрическим свойствам снежного покрова [21]. Однако условия на восторошенных участках, за редким исключением [22], не подвергались серьезному обобщению, критическому анализу и статистической обработке. В последние годы интерес к этим объектам (торосам) значительно возрос, что обусловлено не только требованиями инженерных изысканий на шельфе арктических морей, но и новым взглядом на торосы как с позиций их внутренней структуры, так и термодинамики морского льда [23]. Оригинальные натурные эксперименты, выполненные в Аркти-

ческом бассейне в период экспедиций на НЭС «Академик Федоров» и на российских дрейфующих станциях в период 2007 — 2011 гг., позволили получить первые данные об отражательных характеристиках поверхности отдельных торосов (склонов), особенностях их внутренней радиационной и термической структуры [7, 8, 9, 10, 12]. Это способствовало созданию и апробации в условиях Арктики оригинальных приборных комплексов для проведения специальных метеорологических, актинометрических, теплобалансовых и теплофизических измерений, некоторые из них были использованы нами в экспедиции «Трансарктика-2019». Уникальные возможности БПЛА для исследования таких труднодоступных участков поверхности, как разрушающийся припай, краевая зона ледникового купола (зона трещин), были реализованы нами в рамках 63-й РАЭ в районе антарктической станции Прогресс [24].

В задачи наших экспериментальных исследований, выполненных в рамках экспедиции «Трансарктика-2019», входило получение новых сведений об альбедо и температуре поверхности востороженных участков морского льда и сравнение полученных оценок с аналогичными данными, полученными над ровными участками ледяного поля, а также сравнение величин турбулентных потоков тепла, рассчитанных для условий, формирующихся в приземном слое атмосферы вблизи торосов и на ровном льду.

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ, ОБОРУДОВАНИЕ И МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ

Для получения сравнительных оценок альбедо и турбулентного теплообмена в приледном слое атмосферы вблизи торосов и на ровных участках ледяного поля были выполнены следующие натурные эксперименты и специальные наблюдения в период многосуточной дрейфующей станции, организованной в апреле 2019 г. с борта НЭС «Академик Трёшников» в период экспедиции «Трансарктика-2019»:

- полеты БПЛА со специальным измерительным блоком над востороженными и ровными участками морского льда;
- синхронные (верификационные) измерения отраженной солнечной радиации на ровном участке льда с помощью БПЛА и наземного актинометрического комплекса;
- измерения температуры и скорости ветра в приземном слое атмосферы на ровном льду с наветренной и подветренной сторон гряды торосов;
- специальные снегомерные съемки для оценки толщины снежного покрова на нескольких профилях поперек гряды торосов;
- съемка надводной части торосов (паруса) методами тахеометрической съемки с применением спутникового геодезического оборудования и аэрофотосъемки с применением БПЛА.

Для исследования особенностей пространственного распределения альбедо над ровными и востороженными участками морского льда применялся БПЛА «Explorer Quad2» (гексакоптер) производства компании «Сорокопут». На подвесе БПЛА помещался оригинальный измерительный блок, разработанный в ААНИИ, который состоит из фотометра LI-190SA фирмы «LICOR» (США), ИК-радиометра (Россия), фотокамеры и управляющей платы [24]. Диапазон измерения отраженной радиации 400 — 700 нм, ИК-излучения, с помощью которого оценивалась температура поверхности морского льда, 8 — 14 мк. Внешний вид БПЛА с закрепленным на нем измерительным блоком представлен на рис. 1а. Для проведения измерений приходящей солнечной радиации и верификационных измерений вблизи от иссле-

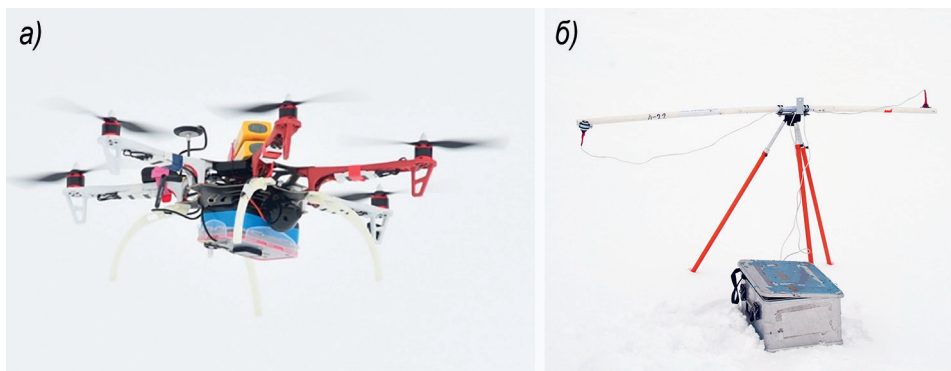


Рис. 1. Гексакоптер “Explorer Quad2” с закрепленным на нем измерительным блоком (а) и установка для проведения наземных актинометрических измерений (б)

Fig. 1. Hexacopter “Explorer Quad2” with a measuring unit (a) and the installation for ground actinometrical measurements (b)

дугемых торосов на ровном участке льда устанавливалась актинометрическая стойка с пиранометрами, аналогичными по конструкции и спектральному диапазону датчику на БПЛА (см. рис. 1б). Для регистрации проходящей и отраженной солнечной радиации использовались пиранометры LI-192SA и программируемый data-logger LI-1400 фирмы “LICOR”.

Измерения температуры воздуха и скорости ветра в приземном (приледном) слое атмосферы производились при помощи портативных автоматических метеорологических станций (АМС) “GEOS-SkyWatch” (Швейцария), фиксирующих с заданной дискретностью атмосферное давление, температуру воздуха, скорость и направление ветра, а также с использованием высокочувствительных анемометров “Windmaster” (Англия).

Геодетическая съемка надводной части торосов выполнялась двумя методами для контроля полученных измерений. Первый метод — тахеометрическая съемка с применением комплекта двухсистемного (GPS/ГЛОНАСС) спутникового оборудования Sokkia GRX-2 (Япония) (см. рис. 2б). Съемка выполнялась в местной системе координат и с привязкой по высоте к уровню моря. Базовая приемная станция

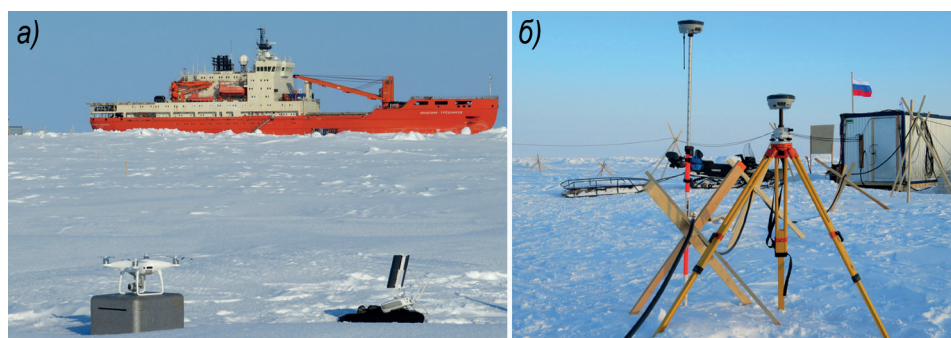


Рис. 2. БПЛА “DJI Phantom-4 Pro” для геодетической съемки надводной части торосов (а) и спутниковое геодетическое оборудование Sokkia GRX-2 (б)

Fig. 2. UAV “DJI Phantom-4 Pro” for geodetic surveying of the ridged ice sail (a) and Satellite geodetic equipment Sokkia GRX-2 (b)

устанавливалась на открытом пространстве, на удалении не более 500 м от места съемки. Непосредственно съемка на торосе выполнялась подвижным спутниковым приемником, смонтированным на вехе. Измерения осуществлялись на параллельных профилях (расстояние между профилями 5 — 10 м), перпендикулярных генеральному распространению гряды торосов.

Съемка торосов методом аэрофотосъемки выполнялась с применением БПЛА (квадрокоптер “DJI Phantom 4 Pro”, Китай) (см. рис. 3а), оснащенного встроенной гиростабилизированной фотоаппаратурой и оборудованием для привязки в географических координатах и по высоте центров получаемых фотоснимков на основе глобальной навигационной спутниковой системы GPS. Съемка выполнялась преимущественно в ясную погоду, для получения контрастных снимков, и при слабом ветре (< 10 м/с), при котором возможна устойчивая работа БПЛА. Полеты выполнялись на высоте 70 — 100 м по схеме, представляющей из себя параллельные галсы, обеспечивающие получение взаимного перекрытия снимков. Данные, полученные при использовании обоих методов, обрабатывались с помощью лицензионного программного обеспечения (Magnet Office Tools, Agisoft Metashape Professional, Surfer) для получения цифровых моделей рельефа в масштабе и с привязкой к уровню воды надводной части исследуемых торосов.

Для проведения экспериментов были найдены три гряды торосов, соседствующие с участками ровного заснеженного льда. Предварительно перед началом полетов были определены основные морфометрические особенности гряды: высота, ширина основания (линейный размер поперек гряды), углы наклона боковых склонов, толщина снега на склонах, ориентация (азимут) относительно максимальной высоты солнца. Полеты БПЛА выполнялись перпендикулярно генеральному распространению гряды на разных высотах (от 10 до 20 м). Последнее обстоятельство диктовалось погодными условиями и безопасностью эксплуатации БПЛА. Характеристики полета квадрокоптера непрерывно фиксировались в его полетном протоколе, что позволяло исключать данные, которые были получены при критических наклонах, резких падениях высоты, попадании в объектив камеры посторонних (крупных) наземных объектов. В процессе полета измерялись отраженная солнечная радиация и температура поверхности. Синхронно выполнялись измерения приходящей и отраженной радиации на ровном участке, в непосредственной близости от тороса. Во время полетов БПЛА выполнялись следующие эксперименты:

- совместные (верификационные) измерения отраженной солнечной радиации над ровными участками ледяного поля (10, 15 и 20 м) с помощью БПЛА и наземного комплекса;

- рабочие полеты перпендикулярно генеральному распространению гряды на разных высотах (10, 15 и 20 м), с регистрацией отраженной солнечной радиации температуры поверхности;

- непосредственно в районе полетов БПЛА проводились профильные (поперек гряды) измерения толщины снежного покрова (количество профилей и пространственная дискретность наблюдений определялись конкретными условиями непосредственно на месте).

Измерения с помощью АМС и анемометров проводились в условиях, когда приземный ветер был направлен под углом 90 ± 20 градусов по отношению к генеральному направлению гряды тороса. Приборы устанавливались на одной высоте

на ровном участке льда. Необходимым условием проведения измерений было отсутствие в радиусе не менее 20 м каких-либо препятствий высотой более 2 м. Были произведены измерения скорости ветра и температуры воздуха (высота 2 м) с наветренной и подветренной сторон гряды торосов в точках на ровном льду, удаленных на равное, не менее 20 м, расстояние от гряды.

Для оценки толщины (высоты) снежного покрова производились снегомерные съемки на нескольких профилях поперек гряды (дискретность измерений 3 — 5 м) с захватом прилегающих участков ровного льда.

В результате проведенных измерений (полеты БПЛА и наземные актинометрические измерения) были сформированы массивы данных приходящей и отраженной солнечной радиации, которые прошли необходимые этапы первичной обработки (критический контроль, поиск ошибочных значений и т.п.). На основе сформированных рядов были рассчитаны величины альбедо (A , %) ровной заснеженной поверхности льда и восторошенных участков. Как правило, разность альбедо ровных и восторошенных участков морского льда превышала 10 % (максимальные различия достигали 30 %). Зафиксированные различия можно считать значимыми, поскольку «относительная ошибка единичного измерения альбедо в реальных условиях не превышает $\pm 5\%$ » [21, с. 33]. Основные характеристики полетов БПЛА над восторошенными участками приведены в таблице 1.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Таблица 1

Основные характеристики полетов БПЛА

Table 1

The main characteristics of AUV flights

Дата	Время съемки	Метеоусловия			Высота полета, м
		T_a , °C	V , м/с	Облачность, балл, форма	
04.04	13:33 — 14:00	–6,2	5,1	10/10, Sc	15, 20
09.04	13:25 — 13:35	–16,8	6,4	10/10, Sc	15
11.04	9:33 — 10:07	–21,7	4,3	0/0	10, 15
11.04	17:08 — 17:33	–23,9	3,6	0/0	10, 15
14.04	10:33 — 10:51	–12,6	3,5	4/10, Sc, As	10, 15
23.04	13:34 — 13:52	–18,3	3,8	10/10, Sc	15, 20
25.04	13:44 — 14:04	–17,6	4,3	0/1, As	15, 20

Как уже было продемонстрировано при экспресс-анализе экспериментальных данных [26], отражательная способность условно ровной заснеженной поверхности морского льда в районе многосуточной ледовой станции выше по сравнению с исследованными восторошенными участками. Для многосуточной дрейфующей станции, исходя из требований безопасности, удобства передвижения личного состава экспедиции, размещения и перемещения приборов и оборудования, была выбрана относительно ровная льдина (поле сморози). Именно поэтому на ее поверхности отсутствовали значительные площади, занятые исключительно восторошенными льдами. Наши исследования были сосредоточены в районе нескольких индивидуальных протяженных гряд торосов, высота которых не превышала 2 м. Таким образом, наши эксперименты проходили не над ожидаемыми сплошными восторошенными полями

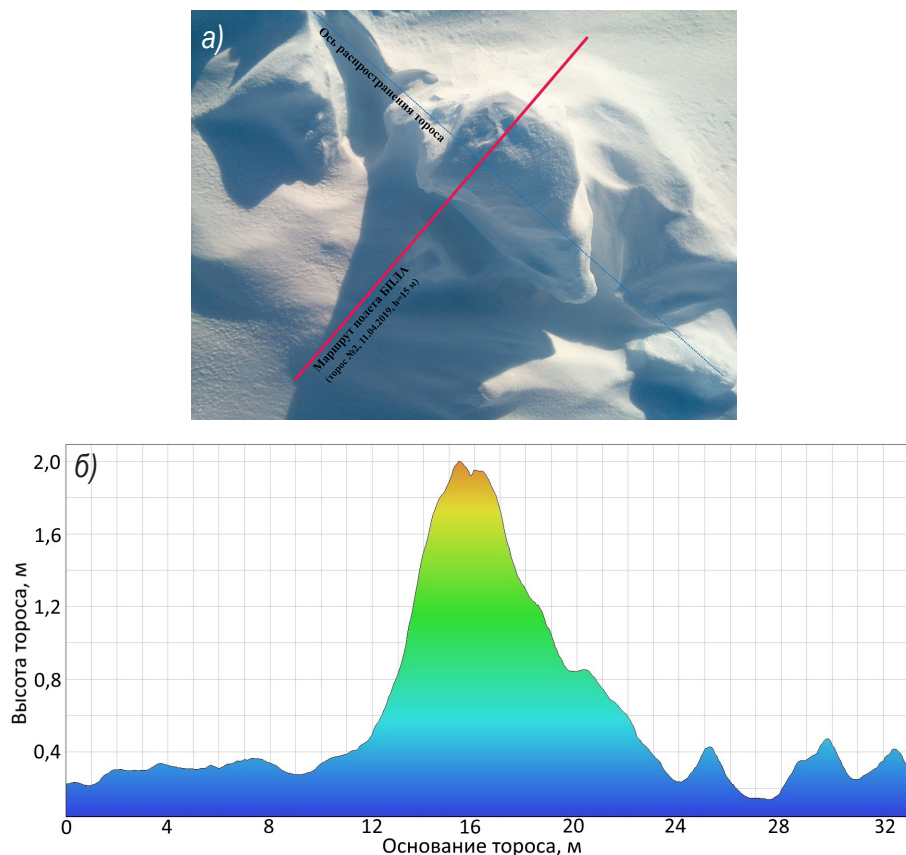


Рис. 3. Снимок тороса № 2, выполненный 11.04.2019 г. с высоты 15 м (а), и его поперечный профиль по маршруту полета БПЛА (б)

Fig. 3. Photo of the ice ridge No 2, taken on 11.04.2019 from a height of 15 m (a), and its cross-section along the UAV flight route (b)

(«однородными» по пространству формами рельефа, которые в вертикальном разрезе могут быть смоделированы кусочно-линейной поверхностью в виде произвольных треугольников), а над индивидуальными грядками, имеющими в вертикальном разрезе форму равностороннего треугольника.

На рис. 3 представлен фотоснимок поверхности такой гряды (торос № 2), полученный с помощью квадрокоптера, а также поперечный профиль, рассчитанный по результатам аэрофотосъемки.

Величины альбедо и температуры поверхности, полученные в результате площадной съемки этой торосистой гряды (участок размерами, приблизительно, 50×400 м), представлены на рис. 4. Для наглядности здесь представлены разницы (отклонения) между характеристиками, зафиксированными над восторженным участком и над соседним участком ровного льда. Необходимо отметить, что наиболее репрезентативные данные, как с точки зрения погодных условий и освещенности, так и с учетом технических характеристик полетов БПЛА, были получены 11.04.2019 над торосом № 2.

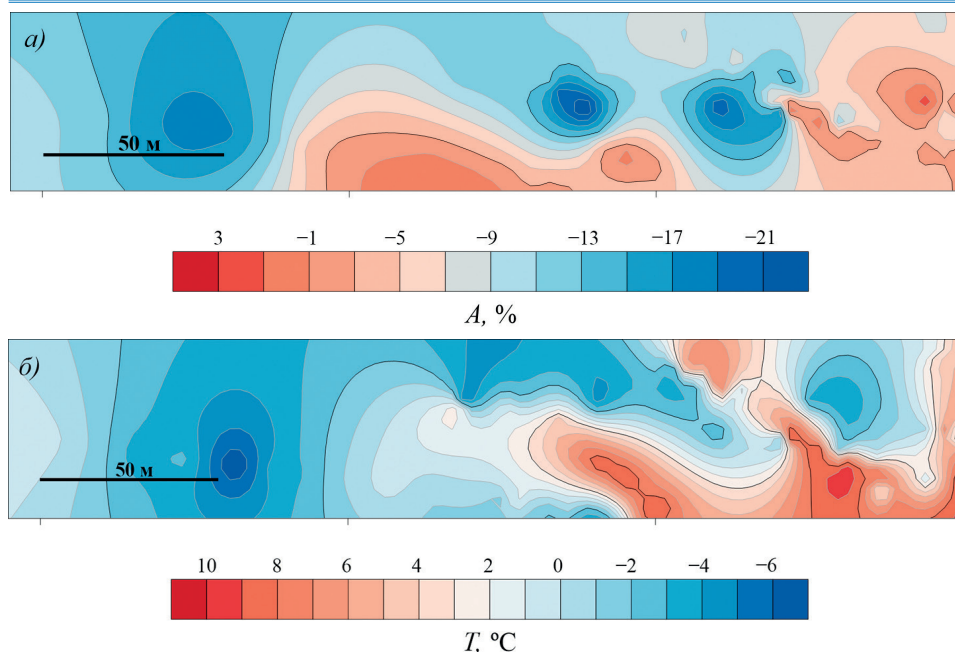


Рис. 4. Отклонения альbedo (*а*) и температуры (*б*) поверхности восторощенного участка от значений, зафиксированных на ровном льду (пунктиром обозначено примерное положение продольной оси гряды)

Fig. 4. Deviations of albedo (*a*) and surface temperature (*b*) of the ice ridge areas from the values recorded on flat ice (the dotted line shows the approximate position of the longitudinal axis of the hummock ridge)

Можно отметить, что значения альbedo и температуры поверхности по продольной оси гряды в целом ниже по сравнению с прилегающими участками относительно ровного заснеженного льда. Полученные оценки (альbedo) в первом приближении соответствуют результатам, представленным в более ранних работах [15, 24]. Обобщив результаты полетов над этим торосистым образованием, а также результаты снегомерных наблюдений, мы попытались получить зависимости альbedo, температуры и толщины снега от высоты тороса (см. рис. 5). Безусловно, эти зависимости соответствуют исключительно локальным внешним условиям (времени года, освещенности, высоте солнца) и геометрии (профилю) конкретной торосистой гряды.

Если мы обратимся к более значимым обобщениям, сделанным, например, в работе [21], то встретим иную зависимость, например, между высотой снежного покрова и высотой торосов, а именно степенную зависимость вида: $y = ax^b$. При этом, как указывается в работе [22], высота снежного покрова зависит не только от высоты гряд торосов, но и от расстояния между грядами. При этом высота снежного покрова на молодых льдах с наветренной стороны гряды в среднем составляет отношение 2/3 к его высоте с подветренной стороны. В случае наших измерений (одиночная гряда) это соотношение составило 4/5, а зависимость высоты снежного покрова от высоты тороса мы попытались аппроксимировать зависимостью вида: $y = ax + b$. С учетом ограниченного количества измерений мы не приводим статисти-

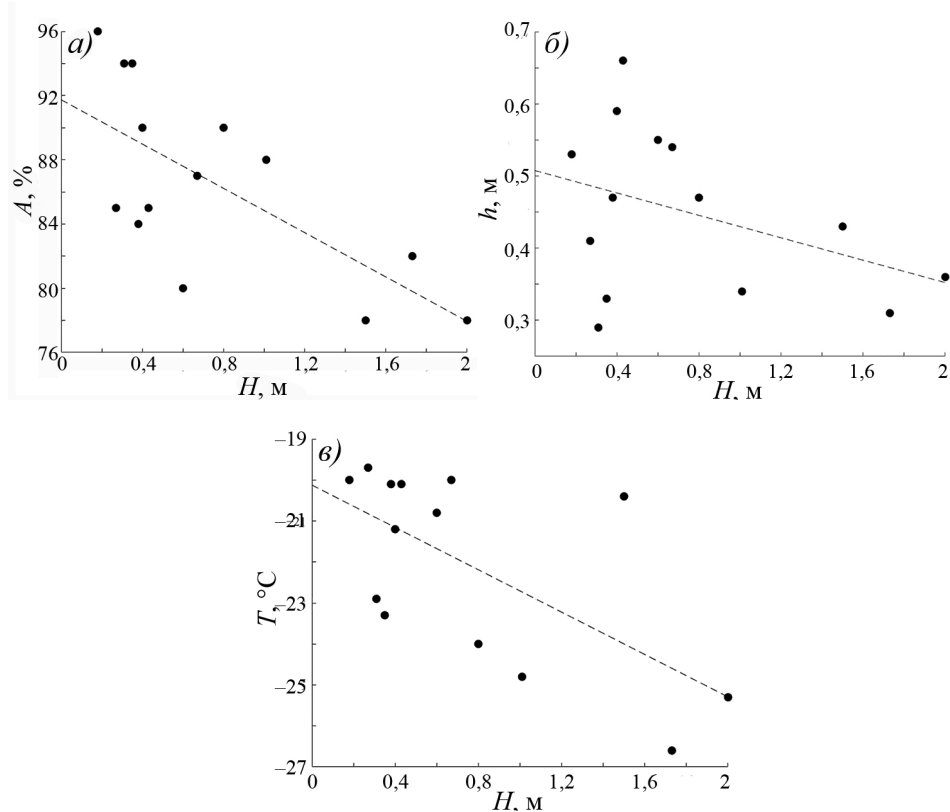


Рис. 5. Зависимость альbedo (а), толщины снега (б) и температуры поверхности снега (в) от высоты тороса

Fig. 5. Albedo (a), snow thickness layer (б) and snow surface temperature (в) and the ice ridge height relationship

ческие оценки полученных зависимостей (коэффициент детерминации, значимость трендов) и рассматриваем их исключительно как предварительные, полученные для локальных условий.

Первые измерения характеристик турбулентности в приледном слое атмосферы вблизи торосов были выполнены, как уже указывалось выше, специалистами ИФА РАН [11, 13]. В дальнейшем прямые (пульсационные) измерения скорости ветра на дрейфующих льдах различной сплоченности и всторошенности были продолжены в рамках российско-американского проекта NABOS в море Лаптевых [14]. В частности, были получены экспериментальные зависимости коэффициента аэродинамического сопротивления (коэффициента трения) от высоты торосов и расстояния от их гряд с наветренной и подветренной сторон. В наших экспериментах для оценки вертикальных турбулентных потоков тепла мы применили оригинальный алгоритм, основанный на базовых положениях теории подобия Монина–Обухова [26]. Этот алгоритм позволяет использовать осредненные по времени значения скорости ветра и температуры воздуха, измеренные в приземном слое атмосферы, при этом уровни измерений указанных параметров, в общем случае, могут быть различными [27].

В качестве нижнего уровня измерений принимается уровень шероховатости (z_0), в предположении, что температура на этом уровне $T(z_0)$ равна температуре подстилающей поверхности (T_s). Необходимо отметить, что предположение о равенстве T_s и $T(z_0)$ достаточно хорошо выполняется при сравнительно малых z_0 , характерных для поверхности морского ледяного покрова [28]. В дальнейшем алгоритм был усовершенствован, как в направлении уточнения различных условий устойчивости в приледном слое атмосферы, количества уровней измерения температуры и скорости ветра в приземном слое, так и для расчета параметра аэродинамической шероховатости и параметра шероховатости для скаляров (температуры) [29, 30, 31].

В нашем эксперименте АМС и анемометры были установлены, как уже указывалось выше, на расстоянии не менее 20 м с наветренной и подветренной сторон гряды торосов (высота последней не превышала 2 м) на ровных заснеженных участках ледяного поля. Высота измерений составляла 2 м над поверхностью ровного льда. С учетом этих обстоятельств мы можем, в первом приближении, считать такие участки однородными и использовать наш алгоритм для оценки турбулентных потоков тепла. Непрерывная регистрация параметров приледного слоя воздуха с помощью АМС осуществлялась в период полетов БПЛА над выбранными участками. Временные интервалы и характерные метеоусловия (температура, скорость ветра, облачность) были представлены в табл. 1. Дискретность измерений отраженной радиации и температуры поверхности на БПЛА составляла 5 секунд, на АМС 1 минуту. Далее рассчитанные турбулентные потоки осреднялись для промежутков времени, указанных в табл. 1. Как следует из таблицы, эти промежутки составляли от 10 до 35 минут (продолжительность беспосадочных полетов БПЛА). В качестве температуры поверхности ровных участков льда с наветренной и подветренной сторон гряды использовались осредненные величины, полученные в период полетов над такими участками (протяженностью не менее 10 м с обеих сторон гряды, см. рис. 3).

Осредненные за указанные в табл. 1 временные интервалы величины турбулентных потоков явного тепла, относящиеся к наветренному и подветренному участкам гряды, приведены в табл. 2. Здесь же представлены значения турбулентных потоков явного тепла, рассчитанных по данным наблюдений на основной метеорологической площадке дрейфующего лагеря. Необходимо отметить, что информация о температуре поверхности на основной метеоплощадке рассчитывалась по показаниям пиргеометра CGR (Kipp&Zonen), фиксирующего длинноволновое излучение подстилающей поверхности в спектральном диапазоне 4,5 — 42 μm . На БПЛА использовался ИК-радиометр, также позволяющий получать информацию о температуре подстилающей поверхности, но по излучению в отличном от пиргеометра диапазоне длин волн (8 — 14 μm). Безусловно, температура поверхности морского льда, восстановленная по результатам измерений, выполненных различными приборами, может различаться из-за разницы излучательной способности поверхности в различных спектральных диапазонах. Однако использовать однотипные приборы (пиргеометры) не позволила грузоподъемность нашего беспилотника (вес CGR более 2,5 кг). Справедливо полагая, что температура поверхности, рассчитанная (восстановленная) по показаниям стационарного пиргеометра является более корректной (точной) по сравнению с данными, полученными с помощью ИК-датчика БПЛА, мы провели сравнение соответствующих расчетных температур, используя показания БПЛА в период его тестовых полетов вблизи метеоплощадки, т.е. над аналогичной

Таблица 2

**Турбулентные потоки явного тепла вблизи гряды торосов
на ровном участке ледяного поля (Вт/м²)**

Table 2

**Turbulent fluxes of sensible heat near the ridge of hummocks
and on a flat area of the ice field (W/m²)**

Дата	Наветренная сторона гряды торосов	Подветренная сторона гряды торосов	Ровная поверхность ледяного поля
04.04	18	10	–8
11.04	–8	–11	–4
25.04	8	1	0

поверхностью. Рассчитав соответствующие поправки в показания ИК-датчика БПЛА, мы выполняли дальнейшие расчеты турбулентных потоков на основании сведений о температуре поверхности ровных участков льда вблизи гряд торосов. Для расчета турбулентных потоков тепла над ровными участками ледяного поля (отсутствие торосов) использовались данные метеорологической станции дрейфующего лагеря экспедиции. Измерения температуры воздуха и скорости ветра там производились на стандартных уровнях: 2 м для температуры воздуха и 10 м для скорости ветра. Таким образом, для обоих участков ровного льда вблизи торосов и на метеоплощадке использовался единый алгоритм расчета: 2 уровня измерения температуры (воздух, поверхность) и 1 уровень измерения скорости ветра.

В первую очередь необходимо отметить, что в условиях неустойчивой стратификации атмосферы (4 и 25 апреля 2019 г.) турбулентные потоки с подветренной стороны уступают (меньше по величине) аналогичным значениям, полученным с наветренной стороны. За грядой (подветренная сторона) формируется внутренний пограничный слой, в котором коэффициент сопротивления, по данным натурных экспериментов [13, 14], уменьшается почти в два раза. Для условий устойчивой стратификации (11.04.2019) картина не столь очевидна. Средние скорости ветра по обе стороны гряды оказались практически равными, порядка 4 м/с, а сами значения потоков различаются на величину, уступающую средней погрешности расчета потоков по данным градиентных наблюдений [2].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненного анализа экспериментальных исследований показано, что турбулентные потоки явного тепла на ровных участках ледяного поля и вблизи торосов заметно различаются, причем не только по абсолютной величине, но и по направлению. Безусловно, более точные сравнительные результаты можно получить, используя одинаковые методы (градиентный или пульсационный) и средства измерений (собственно датчики), прошедшие предварительное сравнение (сверку) в одинаковых условиях. Но даже полученные нами предварительные результаты указывают на то, что проблема влияния торосистых образований на характер и интенсивность взаимодействия между ледяным покровом и прилегающим слоем атмосферы существует и она требует своей более точной количественной оценки. Как уже указывалось выше, на фоне увеличивающейся доли тонких однолетних льдов по сравнению с более толстыми многолетними льдами процессы торошения происходят с большей интенсивностью и охватывают значительные площади ледяного покрова.

Следовательно, и оценки теплообмена подстилающей поверхности с атмосферой нуждаются в пересмотре или, как минимум, в уточнении.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-00471_а «Термодинамика торосов — новый взгляд на теплообмен между атмосферой и ледяным покровом в Арктике. Натурные эксперименты, моделирование» и в рамках раздела 5.1.4 Плана НИТР/ОПР Росгидромета.

Competing interests. The authors have no competing interests.

Funding. This work was carried out with the financial support of the RFBR grant № 18-05-00471_а “Thermodynamics of hummocks — a new look at heat transfer between the atmosphere and ice cover in the Arctic. Natural experiments, modeling” and within Roshydromet Targeted Scientific and Technical Program (TSTP), project 5.1.4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Файловый сервер ААНИИ WDC Sea Ice. URL: <http://wdc.aari.ru/datasets/d0004> (дата обращения 05.07.2020).
2. *Макитас А.П.* Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 65 с.
3. *Иванов Б.В.* Альbedo морского льда с учетом состояния снежниц и их площади // Труды ААНИИ. 2007. Т. 447. С. 16 — 131.
4. *Иванов Б.В., Андреев О.М.* Особенности термической структуры арктических снежниц // Труды ААНИИ. 2003. Т. 446. С. 176 — 184.
5. *Виноградная Е.С., Егорова Е.С., Шевелева Т.В., Юлин А.В.* Изменчивость положения границ старых льдов в весенний период и остаточных льдов в осенний период в Северном Ледовитом океане в текущем климатическом периоде // Российская Арктика. 2020. № 2 (9). С. 41 — 55. doi: 10.24411/2658-4255-2020-120094.
6. *Tucker W.B. III, Perovich D.K., Gow A.J., Weeks W.F., Drinkwater M.R.* Physical properties of sea ice relevant to remote sensing // Microwave remote sensing of sea ice. AGU Geophysical Monograph Series / Carsey F.D. (editor). Washington DC, USA. 1992. № 68. P. 9 — 28.
7. *Андреев О.М., Иванов Б.В., Безгрешнов А.М.* Особенности перераспределения солнечной радиации в торосах Арктического бассейна // Метеорология и гидрология. 2011. № 1. С. 58 — 63.
8. *Иванов Б.В., Андреев О.М.* К вопросу об определении альbedo торосистого образования // Метеорология и гидрология. 2011. № 6. С. 78 — 83.
9. *Иванов Б.В., Поляков С.П.* Некоторые результаты исследования отражательной способности склонов торосов в центральной части Арктического бассейна // Труды ГГО. 2013. № 569. С. 239 — 248.
10. *Поляков С.П., Иванов Б.В., Андреев О.М., Безгрешнов А.М.* Влияние торосистых образований на радиационные характеристики морского ледяного покрова // Лед и снег. 2011. № 4 (116). С. 80 — 84.
11. *Волков Ю.А., Репина И.А.* Влияние структуры подстилающей поверхности в полярных районах на энергообмен атмосферы и океана // Поверхностные и внутренние волны в арктических морях / Под ред. И.В. Лавренова и Е.Г. Морозова. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. С. 189 — 206.
12. *Марченко А.В.* Влияние консолидации торосов на тепловые потоки из океана в атмосферу // Труды ААНИИ. 2003. Т. 446. С. 150 — 164.
13. *Репина И.А., Смирнов А.С.* Перенос тепла и импульса над поверхностями сложной структуры // Математика, компьютер, образование. 2001. Т. 8. Ч. 2. С. 351 — 356.

14. Репина И.А., Артамонов А.Ю., Смирнов А.С., Чечин Д.Г. Исследование взаимодействия океана и атмосферы в полярных районах в рамках Международного полярного года // Метеорологические и геофизические исследования / Под ред. Г.В. Алексеева. М.; СПб.: Паулсен, 2011. С. 236 — 250.
15. Мурзин А.И. К вопросу об определении баланса радиации по профилю восторошенного льда // Труды АНИО. 1964. Т. 230. С. 41 — 44.
16. Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Уразгильдеева А.В., Бобылев Л.П. Влияние атмосферных переносов тепла и влаги на усиление потепления в Арктике в зимний период // Фундаментальная и прикладная климатология. 2016. Т. 1. С. 43 — 63.
17. Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Глок Н.И. Влияние аномалий температуры океана в низких широтах на атмосферный перенос тепла в Арктику // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017. Т. 1. С. 106 — 123.
18. Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Глок Н.И., Вязилова А.Е., Иванов Н.Е., Смирнов А.В. Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктике // Лед и снег. 2017. № 57 (3). С. 381 — 390.
19. Alekseev G., Kuzmina S., Bobylev L., Urazgildeeva A., Gnatiuk N. Impact of atmospheric heat and moisture transport on the Arctic warming // International Journal of Climatology. 2019. V. 39. № 8. P. 3582 — 3592.
20. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Климатические изменения ледовых условий в арктических морях Евразийского шельфа // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 75. С. 149 — 160.
21. Радионов В.Ф., Брызгин Н.Н., Александров Е.И. Снежный покров в арктическом бассейне. СПб.: Гидрометеониздат, 1996. 124 с.
22. Бузуев А.Я., Дубовцев В.Ф. Некоторые закономерности толщины снежно-ледяного покрова в арктических морях // Метеорология и гидрология. 1978. № 3. С. 54 — 60.
23. Андреев О.М., Иванов Б.В. Одномерная термодинамическая модель эволюции тороса // Метеорология и гидрология. 2007. № 6. С. 38 — 43.
24. Журавский Д.М., Прохорова У.В., Иванов Б.В., Куприков Н.М., Курапов М.В. Полевые испытания методики фотограмметрической оценки альбеда снежно-ледниковых поверхностей // Исследования Земли из Космоса. 2019. № 4. С. 18 — 28.
25. Frolov I.E., Ivanov V.V., Filchuk K.V., Makshtas A.P., Kustov V.Yu., Mahotina I.A., Ivanov B.V., Urazgildeeva A.V., Semin V.L., Zimina O.L., Krylov A.A., Bogin V.A., Zakharov V.Yu., Malyshev S.A., Gusev E.A., Baryshev P.E., Pilgaev S.V. Transarctica-2019: winter expedition in the Arctic Ocean on the R/V “Akademik Tryoshnikov” // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 3. С. 255 — 274.
26. Монин А.С., Обухов А.М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы // Труды Геофизического института АН СССР. 1954. № 24 (151). С. 163 — 187.
27. Макинтас А.П., Иванов Б.В. Алгоритм расчета характеристик турбулентного обмена в приземном слое атмосферы // Физика атмосферы. Т. 12: Примеси в окружающей среде: Сб. науч. тр. Вильнюс: Мокслас, 1988. С. 56 — 63.
28. Быкова Л.П., Преображенский Л.Ю. Аэродинамические характеристики поверхности арктических районов // Труды ГГО. 1977. Т. 399. С. 87 — 114.
29. Макинтас А.П., Тимачев В.Ф., Соколов В.Т., Кустов В.Ю., Говорина И.А. Процессы турбулентного энергообмена на границе морской лед — атмосфера по историческим данным и данным дрейфующих станций «Северный полюс-35» и «Северный полюс-39» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 1 (99). С. 53 — 64.

30. Макитас А.П., Иванов Б.В., Тимачев В.Ф. Сравнение параметризаций турбулентного энергомассообмена в устойчиво-стратифицированном приземном слое атмосферы // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 3 (93). С. 5 — 18.

31. Иванов Б.В., Тимачев В.Ф. Тепловой баланс снежной поверхности морского льда в море Лаптевых весной 2009 года // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 4 (94). С. 99 — 104.

REFERENCES

1. AARI WDC Sea Ice file server. Available at: <http://wdc.aari.ru/datasets/d0004> (accessed 05.05.2020).
2. Makshtas A.P. *Teplovoi balans arkticheskikh l'dov v zimnii period*. Heat balance of arctic ice during winter period. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984: 65 p. [In Russian].
3. Ivanov B.V. Albedo of sea ice taking into account the state of melt ponds and their area. *Trudy AANII*. AARI Proceeding. 2007, 447: 16 — 131. [In Russian].
4. Ivanov B.V., Andreev O.V. Features of arctic melt ponds thermal structure. *Trudy AANII*. AARI Proceedings. 2003, 446: 176 — 184. [In Russian].
5. Vinogradnaya E.S., Egorova E., Sheveleva T.V., Ylin A.V. Variability of the position of the boundaries of old ice in the spring and residual ice in the autumn in the Arctic Ocean in the current climatic period. *Rossiyskaya Arktika*. The Russian Arctic. 2020, 2 (9): 41 — 55. [In Russian].
6. Tucker W.B. III, Perovich D.K., Gow A.J., Weeks W.F., Drinkwater M.R. Physical properties of sea ice relevant to remote sensing. In: *Microwave remote sensing of sea ice*. AGU Geophysical Monograph Series. Carsey F.D. (editor). Washington DC, USA. 1992, 68: 9 — 28.
7. Andreev O.M., Ivanov B.V., Bezgreshnov A.M. Features of the redistribution of solar radiation in the hummocks of the Arctic basin. *Meteorologiya i Gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2011, 1: 58 — 63. [In Russian].
8. Ivanov B.V., Andreev O.M. To the question of determining the albedo of hummocky formation. *Meteorologiya i Gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2011, 6: 78 — 83. [In Russian].
9. Ivanov B.V., Polykov S.P. Some results of a study of the reflectivity of hummock slopes in the central part of the Arctic basin. *Trudy GGO*. MGO Proceeding. 2013, 569: 239 — 248. [In Russian].
10. Polykov S.P., Ivanov B.V., Andreev O.M., Bezgreshnov A.M. Influence of hummocky formations on the radiation characteristics of the sea ice cover. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2011, 4 (116): 80 — 84. [In Russian].
11. Volkov Y.A., Repina I.A. Influence of the structure of the underlying surface in the polar regions on the energy exchange between the atmosphere and the ocean. Surface and internal waves. Ed. By I.P. Lavrenov, E.G. Morozov. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 2002: 189 — 206. [In Russian].
12. Marchenko A.V. Effect of ice hummock consolidation on heat fluxes from the ocean to the atmosphere. *Trudy AANII*. AARI Proceedings. 2003, 446: 150 — 164. [In Russian].
13. Repina I.A., Smirnov A.S. Heat and momentum transfer over complex surfaces. *Matematika, komputer, obrazovanie*. Mathematic, computer, education. 2001, 8 (4): 351 — 356. [In Russian].
14. Repina I.A., Artomonov A.Y., Smirnov A.S., Chechin D.G. Study of the interaction of the ocean and the atmosphere in polar regions within International Polar Year. Meteorological and Geophysic researches. Ed. by G.V. Alekseev. Moscow; St. Petersburg: Paulsen Ltd., 2011: 236 — 250. [In Russian].
15. Murzin A.I. On the question of determining the balance of radiation from the profile of hummock ice. *Trudy ANIO*. ARO Proceedings. 1964, 230: 41 — 44. [In Russian].
16. Alekseev G.V., Kuzmina S.I., Urazgildeeva A.V., Bobulev L.P. The influence of atmospheric heat and moisture transport on the intensification of warming in the Arctic in winter. *Fundamentalnaya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2016, 1: 43 — 63. [In Russian].
17. Alekseev G.V., Kuzmina S.I., Glok N.I. Influence of ocean temperature anomalies in low latitudes on atmospheric heat transfer to the Arctic. *Fundamentalnaya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2017, 1: 106 — 123. [In Russian].

18. Alekseev G.V., Kuzmina S.I., Glok N.I., Vyazilova A.E., Ivanov N.E., Smirnov A.V. Impact of the Atlantic on warming and decreasing sea ice cover in the Arctic. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (3): 381 — 390. [In Russian].
19. Alekseev G., Kuzmina S., Bobylev L., Urazgildeeva A., Gnatiuk N. Impact of atmospheric heat and moisture transport on the Arctic warming. *International Journal of Climatology*. 2019, 39 (8): 3582 — 3592.
20. Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovalev E.G., Smolyanitsky V.M. Climatic changes in ice conditions in the Arctic seas of the Eurasian shelf. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 2007, 76: 149 — 160. [In Russian].
21. Radionov V.F., Bryazgin N.N., Aleksandrov E.I. *Snezhnyi pokrov v arkticheskom basseine*. Snow cover in the arctic basin. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 1996: 124 p. [In Russian].
22. Buzuev A.I., Dubovtsev V.F. Some regularities of the thickness of the snow-ice cover in the arctic seas. *Meteorologiya i Gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 1978, 3: 54 — 60. [In Russian].
23. Andreev O.M., Ivanov B.V. One dimensional model of hummock evolution. *Meteorologiya i Gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2007, 6: 38 — 43. [In Russian].
24. Zhuravsky D.M., Prokhorova U.V., Ivanov B.V., Kuprikov N.M., Kurapov M.V. Field tests of the method for photogrammetric estimation of the albedo of snow-glacial surfaces. *Issledovaniya Zemli iz Kosmosa*. Exploration of the Earth from Space. 2019, 4: 18 — 28. [In Russian].
25. Frolov I.E., Ivanov V.V., Filchuk K.V., Makshtas A.P., Kustov V.Yu., Mahotina I.A., Ivanov B.V., Urazgildeeva A.V., Semin V.L., Zimina O.L., Krylov A.A., Bogin V.A., Zakharov V.Yu., Malyshev S.A., Gusev E.A., Baryshev P.E., Pilgaev S.V. Transarctica-2019: winter expedition in the Arctic Ocean on the R/V “Akademik Tryoshnikov”. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 2019, 3 (65): 235 — 274.
26. Monin A.S., Obukhov A.M. Basic regularities of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Trudy Geofizicheskogo instituta AN SSSR*. Proceedings of Geophysical institute AS USSR. 1954, 24 (151): 163 — 187. [In Russian].
27. Makshtas A.P., Ivanov B.V. Algorithm for calculating the characteristics of turbulent exchange in the near water layer of the atmosphere. *Fizika Atmosfery. 12. Primesi v okryzhaushei srede*. Atmospheric Physics. 12. Impurities in the environment. Vilnius: Mokslas, 1988: 56 — 63. [In Russian].
28. Bukova L.P., Preobrajenskiy L.Y. Aerodynamic characteristics of Arctic area surface. *Trudy GGO. MGO Proceeding*. 1977, 399: 87 — 114. [In Russian].
29. Makshtas A.P., Timachev V.F., Sokolov V.T., Kustov V.Y., Govorina I.A. Processes of turbulent energy exchange at the sea ice — atmosphere boundary according to historical data and data from drifting stations “North Pole-35” and “North Pole-39”. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2014, 1 (99): 53 — 64. [In Russian].
30. Makshtas A.P., Ivanov B.V., Timachev V.F. Comparison of the parameterizations of turbulent energy and mass exchange in a stably stratified surface layer of the atmosphere. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 2012, 3 (93): 5 — 18. [In Russian].
31. Ivanov B.V., Timachev V.F. Heat balance of the snow surface of sea ice in the Laptev Sea in spring 2009. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 2012. № 4 (94): 99 — 104. [In Russian].

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА GEOLOGY AND GEOPHYSICS

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-381-395>
УДК 551.35



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПСЕФИТОВОГО МАТЕРИАЛА В ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

А.А. КРЫЛОВ^{1,2,3*}, С.А. МАЛЫШЕВ¹, В.А. БОГИН¹, В.Ю. ЗАХАРОВ¹,
Е.А. ГУСЕВ¹, А.С. МАКАРОВ³

¹ — ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия

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

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

*akrylow@gmail.com

Резюме

В работе приведена характеристика псефитового (донно-каменного) материала, отобранного в северной части желоба Франц-Виктория в экспедиции «Трансарктика-2019». Показано, что основная масса псефитов представлена неокатанными или плохоокатанными разностями. Преобладают изометричные и уплощенные формы обломков. Петрографический состав преимущественно карбонатный (известняки и доломиты) и песчаный. Основной механизм доставки псефитов — айсберговый разнос в период последней дегляциации на рубеже плейстоцен-голоцен. Источниками айсбергов являлись Земля Франца-Иосифа и район островов Белый — Виктория. Породы Земли Франца-Иосифа представлены, главным образом, меловым габбро-базальтовым комплексом и триасовыми песчаниками и алевролитами. На западе изученной площади (район островов Белый — Виктория) залегают верхнепалеозойские терригенные и карбонатные породы, а также протерозойские метаморфиты. Айсберги из обоих источников направлялись на север в сторону котловины Нансена через желоб Франц-Виктория, причем айсберги со стороны Земли Франца-Иосифа практически не доходили до западного борта желоба.

Ключевые слова: айсберговый разнос, Баренцево море, дегляциация, желоб Франц-Виктория, псефиты.

Для цитирования: Крылов А.А., Малышев С.А., Богин В.А., Захаров В.Ю., Гусев Е.А., Макаров А.С. Особенности распределения псефитового материала в верхнечетвертичных отложениях северной части Баренцева моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. № 3. С. 381 — 395. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-381-395>.

Поступила 7.08.2020

После переработки 6.09.2020

Принята 8.09.2020

FEATURES OF THE COARSE CLASTS (PSEPHITES) DISTRIBUTION IN THE UPPER QUATERNARY SEDIMENTS OF THE NORTHERN BARENTS SEA

ALEXEY A. KRYLOV^{1,2,3*}, SERGEI A. MALYSHEV¹, VIKTOR A. BOGIN¹,
VLADIMIR Yu. ZAKHAROV¹, EVGENY A. GUSEV¹, ALEXANDER S. MAKAROV³

¹ — FGBU VNIIOkeangeologia, St. Petersburg, Russia

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

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

*akrylow@gmail.com

Summary

The paper presents the characteristics of the coarse clasts (psephites, larger than 1 cm) sampled in the northern part of the Franz Victoria Trough (Barents Sea) during the “Transarktika-2019” expedition. The studied sedimentary section was formed during the transition from the last deglaciation environments to the marine Holocene settings. The amount of psephites in deglacial sediments is much higher than the one in Holocene sediments. The petrographic composition of the psephites, their roundness (according to Waddell and Khabakov classifications) and shape (according to Zingg classification) were studied in detail. It is shown that the majority of psephites is represented by non-rounded or poorly rounded varieties. Isometric and disc-type shapes are predominating among coarse clasts. Isometric psephites prevail in “deglacial sediments”, while disc-shaped, bladed, and rod-like, as a rule, are current in marine Holocene sediments. The petrographic composition of psephites is mostly represented with carbonate (limestone and dolomite) and sandstones. The amount of carbonates increases from the Holocene to the deglacial part of the sediment section. Other rocks found in smaller quantities are represented by quartzites, cherts, shales, basalts, crystalline schists, gneisses, granites, pyrite. During the last deglaciation at the Late Pleistocene the iceberg rafting was the main mechanism of psephites delivery to the sampling points. The major sources of the icebergs were Franz Josef Land and the Belyi — Victoria Islands region. Rocks of Franz Josef Land are represented mainly by Cretaceous gabbro-basalt complex and Triassic sandstones and siltstones. Upper Paleozoic terrigenous and carbonate rocks, as well as Proterozoic metamorphites, occur in the west of the studied area (the area of the Belyi — Victoria Islands). The results of studying the petrographic composition of psephites allow us to conclude that during the last deglaciation icebergs from both sources were heading north towards the Nansen Basin through the Franz Victoria Trough. Both streams of icebergs failed to reach the opposite sides of the Franz Victoria Trough, mixing with each other approximately in the axial part of the trough and leaving it in northern directions.

Keywords: Barents Sea, coarse clasts, deglaciation, Franc-Victoria Trough, iceberg rafting.

For Citation: Krylov A.A., Malyshev S.A., Bogin V.A., Zakharov V.Yu., Gusev E.A., Makarov A.S. Features of the coarse clasts (psephites) distribution in the Upper Quaternary sediments of the northern Barents Sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (3): 381 — 395. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-381—395>.

Received 7.08.2020

Revised 6.09.2020

Accepted 8.09.2020

ВВЕДЕНИЕ

Изучение материала псефитовой размерности имеет важное значение как для познания геологического строения Северного Ледовитого океана (СЛО) и его шельфовых морей [1 — 6], так и для выполнения палеоклиматических/палеоокеанологических реконструкций в Арктике [7, 8]. Критерии использования псефитов определяются их происхождением. Они могут быть местными (эдафогенными) либо

привнесенными льдами и/или айсбергами. Как известно, морские течения или гравитационные процессы не могут транспортировать крупномерные обломки пород на значительные расстояния.

Доказано, что современные льды переносят преимущественно тонкие алевропелитовые частицы [9 — 13], которые массово разгружаются в районе пролива Фрама и потому вносят ограниченный вклад (вероятно, около 23 % [11]) в осадконакопление в Центральной Арктике. Материал псаммитово-псефитовой размерности во льдах центральной части СЛО встречается реже, однако его наличие многократно фиксировалось [9, 11, 14, 15], что подтверждает принципиальную возможность и важность данного механизма для транспортировки крупномерных обломков.

В геологическом прошлом, в эпохи оледенений и дегляциаций, ситуация кардинально менялась. Похолодания климата приводили к возникновению ледниковых шапок в пределах Западно-Арктического шельфа, на Канадском Арктическом архипелаге и, возможно, на Чукотском плато [16, 17]. Их размер дискусионен и отличался в разные периоды [16, 18, 19]. Сам СЛО был покрыт сплошными паковыми льдами, что приводило к общему снижению темпов осадконакопления. При дегляциации происходила деградация ледниковых щитов, сопровождавшаяся массовым появлением айсбергов, которые транспортировали грубозернистый материал, попадавший на дно СЛО. Эта модель подтверждается результатами исследований многочисленных колонок верхнечетвертичных осадков, отобранных в Центральной Арктике [11, 20, 21 и др.].

В экспедиции «Трансарктика-2019» была собрана коллекция донно-каменного материала из донных осадков желоба Франц-Виктория [22]. Последний представляет собой своеобразную артерию, соединяющую Баренцево море с Северным Ледовитым океаном. Это ключевой район для изучения механизмов перераспределения терригенных частиц в Западной Арктике, поскольку значительная часть осадочного материала использует его как транзитную зону по пути в глубоководную котловину Нансена. Именно здесь происходили важнейшие палеоокеанологические процессы, связанные с проникновением теплых атлантических вод, во многом определяющие климатические изменения в четвертичной истории Арктики. Таким образом, детальное изучение псефитов, отобранных в пределах Баренцевоморской континентальной окраины, вносит определенный вклад в реконструкцию седиментологических и палеоокеанологических процессов, которые чрезвычайно важны для понимания общей эволюции климата в четвертичное время.

Цель настоящей статьи заключается в петрографической и морфологической характеристике псефитового материала, отобранного в северной части Баренцева моря, и его палеоокеанологической интерпретации: определении источников сноса крупномерных обломков и траектории дрейфа айсбергов в период дегляциации. Ранее псефитовый материал из желоба Франц-Виктория с этих позиций практически не изучался.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В работе приведены предварительные результаты изучения образцов, отобранных в северной и северо-западной частях желоба Франц-Виктория с борта НЭС «Академик Трёшников» в экспедиции «Трансарктика-2019» (1-й этап) [22] (рис. 1). Образцы псефитов размером крупнее 1 см получены с помощью гравитационной прямооточной трубки (длина 4 м) и бокс-корера (размеры короба 40 × 40 × 50 см).

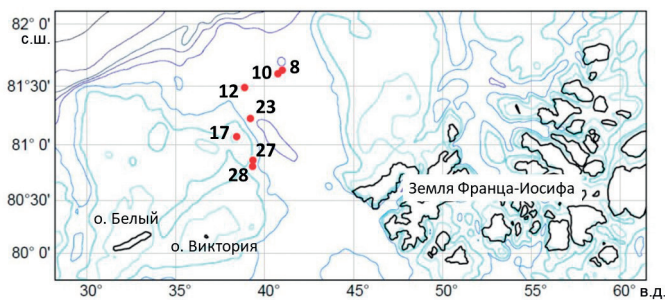


Рис. 1. Положение станций пробоотбора

Fig. 1. Location of the sampling sites

Форма (сферичность) псефитов устанавливалась по классической методике Цингга (Zingg), согласно которой сначала определялись размеры трех главных взаимно перпендикулярных осей, а потом рассчитывались отношения средней оси (c) к максимальной (m) — степень удлинения — и короткой (k) к средней (c) — степень уплощения [23]. Выделялись следующие формы: 1) дисковидные/уплощенные — $c/m > 0,66$, $k/c < 0,66$; 2) изометричные — $c/m > 0,66$, $k/c > 0,66$; 3) пластинчатые — $c/m < 0,66$, $k/c < 0,66$; 4) брусковидные/цилиндрические — $c/m < 0,66$, $k/c > 0,66$.

Окатанность псефитового материала определялась визуально с помощью трафаретов, привязанных к известным коэффициентам Ваделла и Хабакова: 0,11 — 0,20 и 0 соответственно — неокатанные остроугольные обломки; 0,21 — 0,40 и 1 соответственно — угловатые или ребристые с заметной потертойостью ребер, но с полностью сохраненной исходной огранкой; 0,41 — 0,60 и 2 соответственно — полукатанные, сохранившие, несмотря на окатанность, первоначальную неправильную огранку; 0,61 — 0,80 и 3 соответственно — хорошо окатанные, не имеющие острых углов и ребер, довольно правильные и равномерно обточенные; 0,81 — 0,90 и 4 соответственно — отлично окатанные с полностью криволинейной сглаженной поверхностью [24].

Петрографический состав определялся визуально с помощью бинокля, карбонаты выделялись с использованием соляной кислоты.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Литологический состав осадков достаточно разнообразный, однако в целом по набору характерных признаков в изученных колонках можно выделить три пачки, имеющие региональное распространение (рис. 2):

1. Окисленный слой. Сложен коричневыми и серо-коричневыми алевропелитами, иногда с заметной песчаной примесью, включающими редкий псефитовый материал. Верхние 2 — 3 см — эфемерный обводненный наилок. Вблизи нижней границы слоя фиксируется плотный захороненный прослой рыже-охристого цвета, мощностью до 3 — 5 см, причем его аналог найден и в осадках желоба Святой Анны [25, 26]. Формирование плотного рыже-охристого слоя, возможно, связано со значительным уменьшением темпов седиментации или даже перерывом в осадконакоплении. Мощность «окисленного слоя» достигает 40 см (рис. 2).

2. Восстановленный слой. Представлен алевропелитами и песчанистыми алевропелитами, с рассеянным псефитовым материалом. Цвет коричнево-серый, серый, иногда с оливковым оттенком, часто встречаются гнезда или линзочки гидротроили-

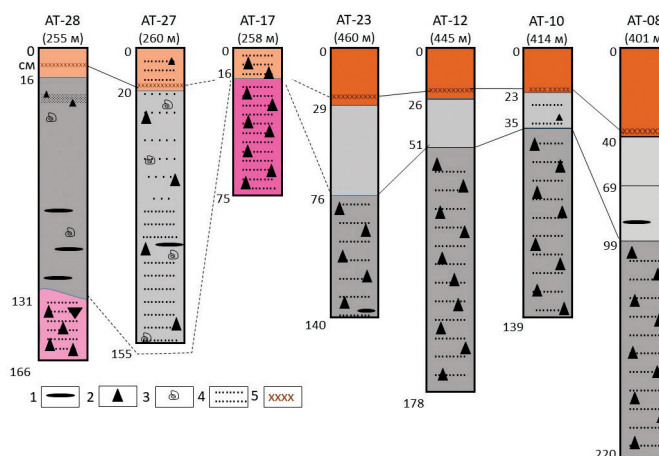


Рис. 2. Литологический состав и корреляция изученных осадочных разрезов.

1 — линзочки гидротроилита, 2 — псефитовый материал, 3 — раковины моллюсков, 4 — песчаная примесь, 5 — плотный окисленный прослой. Оттенки цветов на рисунке отражают изменения цветовой гаммы в разрезах осадков, пояснения даны в тексте

Fig. 2. Lithological composition and correlation of the studied sedimentary sections.

1 — lenses of hydrotroilite, 2 — psephites, 3 — shells of mollusks, 4 — sandy admixture, 5 — dense oxidized interlayer. The shades of colors in the figure reflect color changes in the sections of bottom sediments, explanations are given in the text



Рис. 3. Находки моллюсков (*Astarte crenata* (J E Gray, 1824) (определение Е.Е. Талденковой)) и псефитового материала в осадках станции AT-27GC

Fig. 3. Finds of mollusks (*Astarte crenata* (J E Gray, 1824) (identification by E.E. Taldenkova)) and psephites in the sediments of the AT-27GC station

та, что является типичным для условий восстановительного диагенеза. В некоторых колонках (АТ-28 и АТ-27) обнаружены раковины моллюсков (рис. 3). Мощность «восстановленного слоя» в ряде случаев превышает один метр, а иногда составляет лишь несколько сантиметров.

Таблица 1
Table 1

Распределение коэффициентов окатанности Ваделла и коэффициентов сферичности Цингга в изученных колонках (GC) и бокс-корерах (BC)

Distribution of Wadell roundness coefficients and Zingg sphericity coefficients in the studied columns (GC) and box cores (BC)

Станция	Окатанность, коэффициент Ваделла		Форма (сферичность), коэффициент Цингга: количество/%			
	среднее	мин. — макс.	1 — дисквидные	2 — изометричные	3 — пластинчатые	4 — цилиндрические
AT-8GC		0,25 0,11 — 0,45	7/50,0	3/21,4	3/21,4	1/7,1
AT-10GC	среднее	0,33 0,19 — 0,65	6/33,3	6/33,3	0/0	6/33,3
AT-12BC	мин. — макс.	0,41 0,15 — 0,82	4/40,0	3/30,0	2/20,0	1/10,0
AT-12GC	среднее	0,25 0,15 — 0,39	2/20,0	6/60,0	0/0,0	2/20,0
AT-17GC	мин. — макс.	0,28 0,15 — 0,55	26/33,3	32/41,0	6/7,7	14/17,9
AT-17GC	среднее	0,24 0,15 — 0,41	7/35,0	6/30,0	4/20,0	3/15,0
AT-17GC	мин. — макс.	0,29 0,19 — 0,55	19/32,8	26/44,8	2/3,4	11/19,0
AT-23GC	среднее	0,25 0,15 — 0,42	10/41,7	5/20,8	4/16,7	5/20,8
AT-27GC	мин. — макс.	0,27 0,19 — 0,55	11/45,8	8/33,3	3/12,5	2/8,3
AT-28GC	среднее	0,33 0,15 — 0,55	8/21,6	14/37,8	2/5,4	13/35,1
AT-28GC	мин. — макс.	0,29 0,21 — 0,39	2/40,0	1/20,0	0/0,0	2/40,0
AT-28GC	среднее	0,34 0,15 — 0,55	6/18,8	13/40,6	2/6,2	11/34,4
AT-28GC	мин. — макс.	0,33 0,11 — 0,81	6/18,7	12/37,5	4/12,5	10/31,3
AT-28BC	среднее	Количество: %	80 32,4	89 36,0	24 9,7	54 21,9

Примечание. Для колонок AT-17GC и AT-28GC коэффициенты рассчитаны отдельно для голоценовой и позднелайстоценовой частей разреза

Note. For cores AT-17GC and AT-28GC, the coefficients were calculated separately for the Holocene and Late Pleistocene parts of the section

3. Восстановленный слой с псефитами. Состоит из плотных песчаных/песчанистых алевропелитов серого цвета (в колонке АТ-28 — розовато-серого цвета), насыщенных гравийно-щебневым (до валунного размера) материалом. Основная масса псефитов представлена неокатанными остроугольными образцами либо угловатыми и ребристыми с заметной потертостью ребер. Средние значения окатанности псефитов меняются от 0 до 2 баллов в шкале окатанности Хабакова либо варьируют от 0,24 до 0,41 в шкале окатанности Ваделла (табл. 1).

Нами была выполнена литостратиграфическая корреляция слоев, выделенных в колонках из экспедиции «Трансарктика-2019», с разрезами, детально описанными и продатированными ранее в желобе Франц-Виктория [27–30]. Результаты корреляции позволяют предположить, что самый нижний «восстановленный слой с псефитами» был накоплен в позднем плейстоцене в период дегляциации (начиная с 15 тыс. лет назад), а расположенные выше «восстановленный слой» и «окисленный слой» — уже в голоцене.

Состав псефитового материала в изученных нами осадках достаточно разнообразен (табл. 2). Основная часть представлена песчаниками (от 12 до 62,1 %) и карбонатами (от 5,6 до 60 %), причем среди последних преобладают известняки. Также встречаются кварциты (от 0 до 13,5 %), кремни (от 0 до 10 %), глинистые сланцы (от 0 до 8,3 %), пирит (от 0 до 7,1 %), базальты (от 0 до 16,7 %), граниты (от 0 до 14,3 %), кристаллические сланцы (от 0 до 10 %), гнейсы (от 0 до 1,7 %). Чтобы не исказить статистику, в этом перечне не учтены псефиты из бокс-корера АТ-12ВС, поскольку из десяти образцов четыре там представлены гранитами, что для данной пробы составляет 40 %, а один — гнейсом, что составляет 10 %.

Наиболее распространенными формами псефитов являются изометричные (36 %) и дисковидные/уплощенные (32 %) разности. Также часто встречаются псефиты брусковидной/цилиндрической формы (22 %). Реже всего попадались пластинчатые псефиты (10 %) (табл. 1, рис. 4).

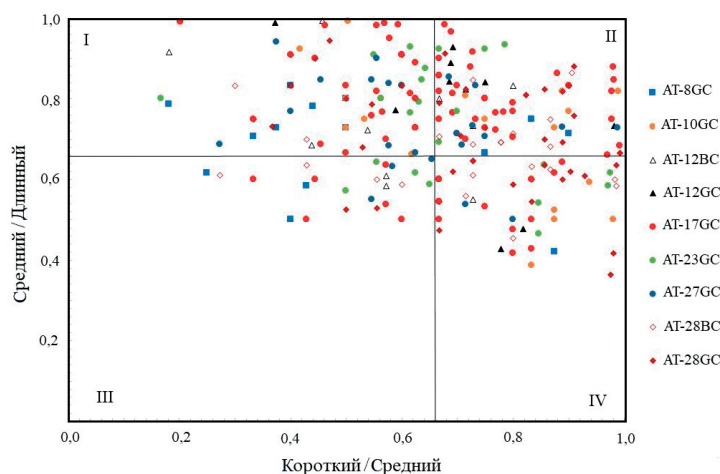


Рис. 4. Распределение псефитов по форме (сферичности) в соответствии с коэффициентами Цингга

Fig. 4. Distribution of psephites by shape (sphericity) in accordance with the Zingg coefficients

Сравнивать между собой псефиты, отобранные в голоценовых («окисленный слой» и «восстановленный слой») и позднелейстоценовых отложениях («восстановленный слой с псефитами»), достаточно сложно, поскольку количество крупномерных обломков в голоценовых осадках, как правило, невелико. Псефиты из голоценовой части разреза были проанализированы в бокс-корерах АТ-12ВС и АТ-28ВС, а также в колонках АТ-17ГС (0 — 17 см) и АТ-28ГС (0 — 61 см; в интервале 61 — 130 см материал крупнее 1 см отсутствует) (табл. 1, 2). Основные отличия следующие: 1) в псефитах из голоценовых осадков меньше карбонатов; 2) кремневые породы не были найдены в «восстановленном слое с псефитами»; 3) в голоценовых осадках всегда меньше изометричных форм; 4) дисковидные, пластинчатые и цилиндрические формы псефитов, как правило, преобладают в голоценовых осадках (табл. 1, 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Литологический состав изученных осадков мог быть сформирован в условиях двух кардинально различных режимов седиментации. Их смена, очевидно, связана с переходом от холодного позднелейстоценового климата к более тепловому голоценовому. Литостратиграфическая корреляция с хорошо продатированными ранее разрезами в желобе Франц-Виктория [27 — 30] позволяет отнести к голоценовым осадкам верхний «окисленный коричневый слой», а также нижележащий «восстановленный слой» с редко встречающимися псефитами. «Восстановленный слой с псефитами» в основании разреза, вероятнее всего, был накоплен в период последней позднелейстоценовой дегляциации. Предыдущие исследования желоба Франц-Виктория показали, что формирование пачки, «набитой» псефитами, совпадало с пресноводными импульсами, фиксируемыми в колонках из континентального склона. Это были обстановки деградации ледников, сопровождающиеся откалыванием многочисленных айсбергов, которые переносили не только тонкое «ледниковое молоко», но и крупномерные псефиты [27 — 30]. Время начала этого события варьирует от 15 до 13 тыс. лет назад, и закончилось оно на границе плейстоцен-голоцен [30]. Однако серьезные исследования источников айсбергов и траекторий их палеодрейфа ранее не выполнялись.

Теоретически источниками крупномерных обломков могут быть локальные выходы коренных пород, гравитационные склоновые потоки либо ледовый и/или айсберговый разнос. Анализ результатов предыдущих исследований донно-каменного материала в пределах желоба Франц-Виктория показал, что среди исследователей нет единого мнения о происхождении псефитов. Ряд авторов приводили аргументы в пользу их местной природы [3, 31, 32], другие — отстаивали механизм доставки льдами [33]. Подавляющее большинство проб в цитируемых работах отбиралось дночерпателями и драгами. Эти псефиты заведомо представляли собой грубообломочный материал, рассеянный в голоценовых осадках. В случае отбора трубками не проводился анализ приуроченности псефитов к конкретным литологическим горизонтам.

Мы полагаем, что локальные выходы коренных пород и гравитационные склоновые потоки не имели ведущего значения в поставке псефитов в изученном регионе. В случае превалирования этих механизмов грубообломочный материал был бы распределен более или менее равномерно на всем протяжении разреза. Однако повышенные содержания псефитов фиксируются лишь в его нижней части. Это позволяет предположить более вероятной их доставку айсбергами, интенсивность

функционирования которых была максимальной в период последней дегляциации. После относительной стабилизации климата в голоцене айсберговый разнос перестал играть заметную роль, что привело к значительному снижению количества псефитов в верхней части разреза.

Таким образом, захват и перенос изученных нами крупномерных обломков мог осуществляться припайными льдами либо айсбергами, откалывающимися от деградирующих ледников. Количество айсбергов сейчас невелико, однако было значительным в период перехода от оледенения к межледниковью. Ледяной покров, преобладающий на севере Баренцева моря в настоящее время, очевидно, поставляет меньшее количество крупномерных обломков в осадки, что хорошо видно при сравнении голоценовых и позднеледниковых отложений.

Результаты наших предварительных исследований показывают, что петрографический состав крупномерного донно-каменного материала сильно варьирует в пределах изученной площади. Меловые габбро-базальты, являющиеся своеобразным маркером архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ), встречаются среди изученных нами псефитов крайне редко. Их содержание заметно лишь в колонках АТ-8GC и АТ-10GC (14,4 и 16,7 % соответственно), расположенных в северной оконечности «килевой» части желоба, тогда как в колонках западного борта желоба (АТ-12, 17, 23, 27, 28) количество базальтов не превышает 2,7 % (АТ-28GC) (табл. 2). Таким образом, для изученных разрезов влияние Земли-Франца Иосифа в целом было невелико. В этой связи возникает вопрос об источниках песчаников, которые преобладают в разрезах станций АТ-10GC (61,1 %), АТ-27GC (41,7 %) и АТ-28GC (62,1 %) либо занимают второе по количеству место после карбонатов в станциях АТ-08GC (21,4 %), АТ-12GC (20 %), АТ-17GC (37,2 %) и АТ-23GC (12,5 %). Как известно, триасовые и нижнеюрские песчаники широко развиты в пределах ЗФИ [31]. Вероятнее всего, самые северные колонки — АТ-08GC и АТ-10GC, содержащие, помимо песчаников, заметные количества базальтов, получили свой псефитовый материал преимущественно за счет айсбергов, поставляемых в период дегляциации ЗФИ. Для остальных колонок главные источники псефитов были другие.

Действительно, ассоциации псефитов, отобранных вдоль западного борта желоба Франц-Виктория, имеют отличия от таковых в центральной части желоба (станции АТ-08GC и АТ-10GC). Здесь в целом больше карбонатов, а также кристаллических сланцев и кварцитов. Осадки в колонках АТ-28GC и АТ-17GC имеют розоватый оттенок. Вероятнее всего, источниками этих псефитов являются коренные породы района островов Белый — Виктория, среди которых выделены [31]: 1) протерозойские гнейсы, метаморфические и слюдистые сланцы, кварциты и кварцитовидные песчаники; 2) верхнедевонские песчаники, алевролиты, аргиллиты красновато-коричневые, светлые, кварцевые песчаники; 3) карбон-нижнепермские известняки кремневые, желтовато-серые, доломиты, кварцевые песчаники, серые алевролиты, аргиллиты.

Таким образом, айсберги, поставляемые в период последней дегляциации островами архипелага ЗФИ, выводились на север в сторону котловины Нансена, в том числе и через желоб Франц-Виктория — его центральную и восточную части. Другой поток айсбергов следовал на север со стороны района островов Белый — Виктория и «вытеснял» айсберги ЗФИ от западного борта желоба. Это объясняет невысокое количество базальтов среди псефитового материала, отобранного из «западных» колонок. Присутствие кристаллических сланцев и известняков в станции АТ-08GC

Таблица 2

Table 2

Петрографический состав псефитов в изученных колонках (GC) и бокс-корерах (BC)

Petrographic composition of pspherites in the studied gravity cores (GC) and box corers (BC)

Станция	Характеристика	Песчаник	Кварцит	Известняк	Доломит	Кремень	Глинистый сланец	Пирит	Базальт	Гранит, гранодиорит	Кристаллический сланец	Гнейс	Всего
АТ-8GC	кол-во %	3 21,4	0 0	5 35,7	0 0	0 0	0 0	1 7,1	2 14,3	2 14,3	1 7,1	0 0	14
АТ-10GC	кол-во %	11 61,1	0 0	1 5,6	0 0	1 5,6	1 5,6	0 0	3 16,7	1 5,6	0 0	0 0	18
АТ-12BC	кол-во %	3 30	0 0	0 0	0 0	1 10	0 0	0 0	1 10	4 40	0 0	1 10	10
АТ-12GC	кол-во %	2 20	0 0	3 30	3 30	0 0	0 0	0 0	0 0	1 10	1 10	0 0	10
АТ-17GC	кол-во %	29 37,2	4 5,1	22 28,2	14 17,9	1 1,3	0 0	0 0	1 1,3	4 5,1	2 2,6	1 1,3	78
весь разрез АТ-17GC (0 — 16 см)	кол-во %	9 45	2 10	3 15	3 15	1 5	0 0	0 0	0 0	2 10	0 0	0 0	20
АТ-17GC (16 — 75 см)	кол-во %	20 34,5	2 3,4	19 32,8	11 19	0 0	0 0	0 0	1 1,7	2 3,4	2 3,4	1 1,7	58
АТ-23GC	кол-во %	3 12,5	3 12,5	9 37,5	4 16,7	0 0	2 8,3	0 0	0 0	1 4,2	2 8,3	0 0	24
АТ-27GC	кол-во %	10 41,7	0 0	6 25	3 12,5	0 0	2 8,3	0 0	0 0	1 4,2	2 8,3	0 0	24
АТ-28GC	кол-во %	23 62,1	5 13,5	4 10,8	3 8,1	0 0	0 0	1 2,7	1 2,7	0 0	0 0	0 0	37
весь разрез АТ-28GC (0 — 61 см)	кол-во %	4 —	0 —	0 —	0 —	0 —	0 —	0 —	1 —	0 —	0 —	0 —	5
АТ-28GC (130 — 165 см)	кол-во %	19 59,4	5 15,6	4 12,5	3 9,4	0 0	0 0	1 3,1	0 0	0 0	0 0	0 0	32
АТ-28BC	кол-во %	16 51,7	5 16,1	3 9,7	1 3,2	1 3,2	0 0	0 0	2 6,4	1 3,2	2 6,4	0 0	31
Среднее		35,8	3,9	21,6	10,7	2,1	2,8	1,2	5,6	10,4	4,5	1,4	
Мин.		12,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
Макс.		62,1	13,5	37,5	30,0	10,0	8,3	7,1	16,7	40,0	10,0	10,0	

свидетельствует в пользу смешения в этом районе «западного» и «восточного» потоков айсбергов. Уменьшение количества карбонатов среди псефитов в голоценовых осадках, вероятно, связано с преобладанием современной миграции льдов в западных румбах и, как следствие, уменьшением роли района островов Белый — Виктория в поставке криозолей для желоба Франц-Виктория.

Достаточно низкие значения коэффициентов Хабакова и Ваделла в основной массе изученного псефитового материала свидетельствуют в пользу отсутствия условий для его окатывания, которое, как известно, происходит лишь при достаточно длительном нахождении в волноприбойной зоне. В этой связи следует подчеркнуть конвергентность морфометрических признаков, что затрудняет разделение «местного» донно-каменного материала, залегающего вблизи выходов коренных пород, и материала айсбергового разноса: в обоих случаях должны преобладать неокатанные псефиты. Таким образом, отсутствие окатанности у донно-каменного материала не является достаточным критерием для отнесения его к местным (коренным) породам. Для этого требуются дополнительные аргументы, например — анализ распределения псефитов по разрезу, наличие или отсутствие связи между положением псефитов в осадке и литологическим составом отложений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В разрезе изученных колонок, отобранных в желобе Франц-Виктория, выделены 3 пачки (снизу вверх): «восстановленный слой с псефитами», «восстановленный слой» и «окисленный слой». Их накопление осуществлялось при переходе от условий дегляциации к современным морским обстановкам.

2. Основная масса псефитов представлена неокатанными остроугольными образцами либо угловатыми и ребристыми с заметной потертостью ребер.

3. Среди форм псефитов ожидаемо преобладают изометричные и дисковидные разности. Несколько неожиданным является довольно значительное распространение псефитов брусковидной/цилиндрической формы.

4. Накопление слоя, насыщенного псефитовым материалом, осуществлялось в условиях поставки айсбергов разрушающимися ледниками в период дегляциации. Айсберги со стороны ЗФИ следовали на север в сторону котловины Нансена, в том числе через желоб Франц-Виктория, причем они не достигали западного борта желоба. Со стороны западного борта шел параллельный поток айсбергов. Смешение двух потоков происходило примерно в срединной части желоба.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Финансирование. Работа поддержана субсидией Минобрнауки России (RFMEFI61619X0108).

Competing interests. The authors have no competing interests.

Funding. This work was funded by a subsidy from the Ministry of Education and Science of Russia (RFMEFI61619X0108).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гусев Е.А. Камни на дне Северного Ледовитого океана // Природа. 2014. № 8. С. 31 — 38.
2. Гусев Е.А., Лукашенко Р.В., Попко А.О., Рекант П.В., Миролюбова Е.С., Пяткова М.Н. Новые данные о строении склонов подводных гор поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Доклады Академии наук. 2014. Т. 455. № 2. С. 184 — 188.

3. Дибнер В.Д. Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Л.: Недра, 1978. 211 с.
4. Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.Н., Петрова В.И. О геотектонической природе системы центрально-арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении // Геотектоника. 2004. № 6. С. 33 — 44.
5. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Каиубин С.Н., Кременецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34 — 55.
6. Rekant P., Sobolev N., Portnov A., Belyatsky B., Dipre G., Pakhalko A., Kaban'kov V., Andreeva I. Basement segmentation and tectonic structure of the Lomonosov Ridge, Arctic Ocean: Insights from bedrock geochronology // J. Geodynamics. 2019. V. 128. P. 38 — 54.
7. Крылов А.А., Гусев Е.А., Миролюбова Е.С., Черных А.А. Геологическое и палеоокеанологическое значение песчитового материала из меловых-кайнозойских отложений приполюсной части хребта Ломоносова // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 2. С. 182 — 199.
8. Taldenkova E., Bauch H.A., Gottschalk J., Nikolaev S., Rostovtseva Yu., Pogodina I., Ovsepyan Ya., Kandiano E. History of ice-rafting and water mass evolution at the northern Siberian continental margin (Laptev Sea) during Late Glacial and Holocene times // Quaternary Sci. Rev. 2010. V. 29. P. 3919 — 3935.
9. Lisitzin A.P. Sea-ice and iceberg sedimentation in the ocean. Recent and past. Heidelberg, Berlin: Springer-Verlag, 2002. 564 p.
10. Nürnberg D., Wollenburg I., Dethleff D., Eicken H., Kassens H., Letzig T., Reimnitz E., Thiede J. Sediments in Arctic sea ice: Implications for entrainment, transport and release // Marine Geology. 1994. V. 119. P. 185 — 214.
11. Stein R. Arctic Ocean sediments: processes, proxies, and paleoenvironment. Elsevier Science, 2008. 608 p.
12. Левитан М.А., Нюрнберг Д., Штайн Р., Кассенс Х., Васнер М., Шелехова Е.С. О роли криозолей в накоплении современных донных осадков Северного Ледовитого океана // Доклады Академии наук. 1995. Т. 344. № 4. С. 506 — 509.
13. Маслов А.В., Шевченко В.П., Бобров В.А., Белогуб Е.В., Ершова В.Б., Верецагин О.С., Хворов П.В. Минералого-геохимические особенности осадочного материала льдов некоторых районов Арктики // Литология и полезные ископаемые. 2018. № 2. С. 121 — 141.
14. Мельников И.А., Зезина О.Н. Донные животные на льду центральной Арктики // Природа. 2010. № 6. С. 43—47.
15. Шевченко В.П., Лисицын А.П., Харин Г.С. и др. Перенос осадочного материала в центральной Арктике айсбергами // Геология морей и океанов: Тезисы докладов XV Международной школы морской геологии. М.: ГЕОС, 2003. Т. 1. С. 63 — 64.
16. Jakobsson M., Andreassen K., Bjarnadóttir L.R., Dove D., Dowdeswell J.A., England J.H., Funder S., Hogan K., Ingólfsson O., Jennings A., Larsen N.K., Kirchner N., Landvik J.Y., Mayer L., Mikkelsen N., Möller P., Niessen F., Nilsson J., O'Regan M., Polyak L., Nørgaard-Pedersen N., Stein R. Arctic Ocean glacial history // Quaternary Science Reviews. 2014. V. 92. P. 40 — 67.
17. Niessen F., Hong J.K., Hegewald A., Matthiessen J., Stein R., Kim H., Kim S., Jensen L., Jokat W., Nam S.-I., Kang S.-H. Repeated Pleistocene glaciation of the East Siberian continental margin // Nature Geoscience. 2013. V. 6. P. 842 — 846.
18. Гусев Е.А., Рекант П.В., Большаинов Д.Ю., Лукашенко Р.В., Попко А.О. Псевдогляциальные структуры подводных гор поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) и континентальной окраины Восточно-Сибирского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 4. С. 43 — 55.

19. Gusev E., Rekant P., Kaminsky V., Krylov A., Morozov A., Shokalsky S., Kashubin S. Morphology of seamounts at the Mendelev Rise, Arctic Ocean // *Polar Research*. 2017. V. 36 (1). P. 1 — 10. 1298901.
20. Крылов А.А., Шилов В.В., Андреева И.А., Миролюбова Е.С. Стратиграфия и условия накопления верхнечетвертичных осадков северной части поднятия Менделеева (Амеразийский бассейн Северного Ледовитого океана) // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2011. № 2 (88) С. 7 — 22.
21. Stein R., Matthiessen J., Niessen F., Krylov A., Nam S-I., Bazhenova E. Towards a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of Quaternary Paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) // *Polarforschung*. 2010. V. 79 (2). P. 97 — 121.
22. Frolov I.E., Ivanov V.V., Filchuk K.V., Makshas A.P., Kustov V.Yu., Mahotina I.A., Ivanov B.V., Urazgildeeva A.V., Syoemin V.L., Zimina O.L., Krylov A.A., Bogin V.A., Zakharov V.Yu., Malyshev S.A., Gusev E.A., Baryshev P.E., Pilgaev S.V., Kovalev S.M., Turyakov A.B. Transarktika-2019: winter expedition in the Arctic Ocean on the R/V “Akademik Tryoshnikov” // *Проблемы Арктики и Антарктики*. Т. 65 (3). С. 255 — 274.
23. Blott S.J., Pye K. Particle shape: a review and new methods of characterization and classification // *Sedimentology*. 2010. V. 55. P. 31 — 63.
24. Атлас текстур и структур осадочных горных пород / Ред. А.В. Хабаков. Т. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 578 с.
25. Андреева И.А., Крупская В.В. Гранулометрические особенности донных отложений как показатель условий их формирования (на примере позднеплейстоцен-голоценовых осадков северной части Баренцево-Карского шельфа) // *Опыт системных океанологических исследований в Арктике*. М.: Научный мир, 2001. С. 531 — 541.
26. Polyak L., Forman S.L., Herlihy F.A., Ivanov G., Krinitsly P. Late Weichselian deglacial history of the Svyataya (Saint) Anna Trough, northern Kara Sea, Arctic Russia // *Marine Geology*. 1997. V. 143. P. 169 — 188.
27. Kleiber H.P., Knies J., Niessen F. The Late Weichselian glaciation of the Franz Victoria Trough, northern Barents Sea: ice sheet extent and timing // *Marine Geology*. 2000. V. 168. P. 22 — 44.
28. Lubinski D.J., Korsun S., Polyak L., Forman S.L., Lehman S.J., Herlihy F.A., Miller G.H. The last deglaciation of the Franz Victoria Trough, northern Barents Sea // *Boreas*. 1996. V. 25. P. 89 — 100.
29. Lubinski D.J., Polyak L., Forman S.L. Freshwater and Atlantic water inflows to the deep northern Barents and Kara Sea since ca 13-14C ka: foraminifera and stable isotopes // *Quaternary Science Reviews*. 2001. V. 20. P. 1851 — 1879.
30. Murdmaa I., Ivanova E., Duplessy J-C, Levitan M., Khusid T., Bourtman M., Alekhina G., Alekseeva T., Belousov M., Serova V. Facies system of the Eastern Barents Sea since the last glaciation to present // *Marine Geology*. 2006. V. 230. P. 275 — 303.
31. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист U-37-40 — Земля Франца-Иосифа (северные острова). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2006. 272 с.
32. Дибнер В.Д., Басов В.А., Герке А.А., Соловьева М.Ф., Сосипатрова Г.П., Шульгина Н.И. Возраст дочетвертичных отложений осадочного чехла дна Баренцева моря // *Океанология*. 1970. Т. 10 (4). С. 670 — 680.
33. Харин Г.С., Политова Н.В., Лисицын А.П., Ерошенко Д.В., Кравчишина М.Г., Козина Н.В., Булохов А.В. Грубообломочный материал ледового разноса на дне Баренцева моря // *Геология морей и океанов: Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии*. Т. 2. М.: ИО РАН, 2017. С. 115 — 119.

REFERENCES

1. Gusev E.A. Stones at the bottom of the Arctic Ocean. *Priroda*. Nature. 2014, 8: 31 — 38. [In Russian].

2. Gusev E.A., Lukashenko R.V., Popko A.O., Rekant P.V., Mirolubova E.S., Pyatkova M.N. New data on the structure of the seamounts slopes at the Mendelev Ridge. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 2014, 455 (2): 184 — 188. [In Russian].
3. Dibner V.D. *Morfostruktura shel'fa Barentseva morja*. Morphostructure of the Barents Sea shelf. Leningrad: Nedra, 1978: 211p. [In Russian].
4. Kaban'kov V.Y., Andreeva I.A., Ivanov V.N., Petrova V.I. The geotectonic nature of the Central Arctic morphostructures and geological implications of bottom sediments for its interpretation. *Geotectonica*. 2004, 38 (6): 430 — 442. [In Russian].
5. Morozov A.F., Petrov O.V., Shokalskiy S.P., Kashubin S.N., Kremeneckiy A.A., Shkatov M.Yu., Kaminskiy V.D., Gusev E.A., Griukov G.E., Rekant P.V., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Shatov V.V. New geological data substantiating the continental nature of the region of the Central Arctic uplifts. *Regional'naja geologiya i metallogenija*. Regional geology and metallogeny. 2013, 53: 3 — 4 — 55. [In Russian].
6. Rekant P., Sobolev N., Portnov A., Belyatsky B., Dipre G., Pakhalko A., Kaban'kov V., Andreeva I. Basement segmentation and tectonic structure of the Lomonosov Ridge, Arctic Ocean: Insights from bedrock geochronology. *J. Geodynamics*. 2019, 128: 38 — 54. doi.org/10.1016/j.jog.2019.05.001
7. Krylov A.A., Gusev E.A., Mirolubova E.S., Chernykh A.A. Geological and paleoceanological significance of psephte from the Cretaceous-Cenozoic deposits from the near-pole part of the Lomonosov ridge. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2018, 64 (2): 182 — 199. [In Russian].
8. Taldenkova E., Bauch H.A., Gottschalk J., Nikolaev S., Rostovtseva Yu., Pogodina I., Ovsepyan Ya., Kandiano E. History of ice-rafting and water mass evolution at the northern Siberian continental margin (Laptev Sea) during Late Glacial and Holocene times. *Quaternary Sci. Rev.* 2010, 29: 3919 — 3935.
9. Lisitzin A.P. Sea-ice and iceberg sedimentation in the ocean. Recent and past. Heidelberg, Berlin: Springer-Verlag, 2002: 564 p.
10. Nürnberg D., Wollenburg I., Dethleff D., Eicken H., Kassens H., Letzig T., Reimnitz E., Thiede J. Sediments in Arctic sea ice: Implications for entrainment, transport and release. *Marine Geology*. 1994, 119: 185 — 214.
11. Stein R. Arctic Ocean sediments: processes, proxies, and paleoenvironment. Elsevier Science, 2008: 608 p.
12. Levitan M.A., Nürnberg D., Stein R., Kassens H., Wahsner M., Shelekhova E.S. On the role of cryosols in the accumulation of modern bottom sediments of the Arctic Ocean. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 1995, 344 (4): 506 — 509. [In Russian].
13. Maslov A.V., Shevchenko V.P., Bobrov V.A., Belogub E.V., Ershova V.B., Vereshchagin O.S., Khvorov P.V. Mineralogical-geochemical features of ice-rafted sediments in some Arctic regions. *Lithology and Mineral Resources*. 2018, 53: 110 — 129.
14. Melnikov I.A., Zezina O.N. Bottom animals on the ice of the central Arctic. *Priroda*. Nature. 2010, 6: 43 — 47. [In Russian].
15. Shevchenko V.P., Lisitzin A.P., Kharin G.S., Haas Ch., Thiede J., Stein R., Spielhagen R.E., Taldenkova E.E. Sediment transport in the central Arctic by icebergs. *Geology of seas and oceans: Proceedings of XV International Conference on Marine Geology*. Moscow: GEOS, 2003, 1: 63 — 64. [In Russian].
16. Jakobsson M., Andreassen K., Bjarnadóttir L.R., Dove D., Dowdeswell J.A., England J.H., Funder S., Hogan K., Ingólfsson O., Jennings A., Larsen N.K., Kirchner N., Landvik J.Y., Mayer L., Mikkelsen N., Möller P., Niessen F., Nilsson J., O'Regan M., Polyak L., Nørgaard-Pedersen N., Stein R. Arctic Ocean glacial history. *Quaternary Science Reviews*. 2014, 92: 40 — 67.
17. Niessen F., Hong J.K., Hegewald A., Matthiessen J., Stein R., Kim H., Kim S., Jensen L., Jokat W., Nam S.-I., Kang S.-H. Repeated Pleistocene glaciation of the East Siberian continental margin. *Nature Geoscience*. 2013, 6: 842 — 846.

18. Gusev E.A., Rekant P.V., Bolshiyarov D.Yu., Lukashenko R.V., Popko A.O. Pseudoglacial structures of Mendeleev Rise Seamounts (Arctic Ocean) and East Siberian continental margin. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2013, 4: 43 — 55. [In Russian].
19. Gusev E., Rekant P., Kaminsky V., Krylov A., Morozov A., Shokalsky S., Kashubin S. Morphology of seamounts at the Mendeleev Rise, Arctic Ocean. *Polar Research*. 2017, 36: 1 — 10.
20. Krylov A.A., Shilov V.V., Andreeva I.A., Mirolubova E.S. Stratigraphy and accumulation of Upper Quaternary sediments in the northern part of the Mendeleev Rise (Amerasian Basin, Arctic Ocean). *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2011, 2 (88): 7 — 22. [In Russian].
21. Stein R., Matthiessen J., Niessen F., Krylov A., Nam S-I., Bazhenova E. Towards a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of Quaternary Paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean). *Polarforschung*. 2010, 79 (2): 97 — 121.
22. Frolov I.E., Ivanov V.V., Filchuk K.V., Makshtas A.P., Kustov V.Yu., Mahotina I.A., Ivanov B.V., Urazgildeeva A.V., Syoemin V.L., Zimina O.L., Krylov A.A., Bogin V.A., Zakharov V.Yu., Malyshev S.A., Gusev E.A., Baryshev P.E., Pilgaev S.V., Kovalev S.M., Turyakov A.B. Transarktika-2019: winter expedition in the Arctic Ocean on the R/V “Akademik Tryoshnikov”. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (3): 255 — 274. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-3-255-274.
23. Blott S.J., Pye K. Particle shape: a review and new methods of characterization and classification. *Sedimentology*. 2008, 55: 31 — 63. doi: 10.1111/j.1365-3091.2007.00892.x.
24. Atlas tekstur i struktur osadochnykh gornyykh porod. Atlas of textures and structures of sedimentary rocks. Part 1: clastic and clay rocks. Khabakov A.V. (Ed.). Moscow: Gosgeoltekhizdat, 1962: 578 p. [In Russian].
25. Andreeva I.A., Krupskaya V.V. Grain-size features of the bottom sediments as characteristic of the conditions of their accumulations (on example of Late Pleistocene-Holocene sediments from the northern part of the Barents-Kara shelf). *Opyt sistemnykh okeanologicheskikh issledovaniy v Arktike*. Experience of the integrated oceanological investigations in the Arctic. Moscow: Nauchnyi mir, 2001: 531 — 541. [In Russian].
26. Polyak L., Forman S.L., Herlihy F.A., Ivanov G., Krinitsky P. Late Weichselian deglacial history of the Svyataya (Saint) Anna Trough, northern Kara Sea, Arctic Russia. *Marine Geology*. 1997, 143: 169 — 188.
27. Kleiber H.P., Knies J., Niessen F. The Late Weichselian glaciation of the Franz Victoria Trough, northern Barents Sea: ice sheet extent and timing. *Marine Geology*. 2000, 168: 22 — 44.
28. Lubinski D.J., Korsun S., Polyak L., Forman S.L., Lehman S.J., Herlihy F.A., Miller G.H. The last deglaciation of the Franz Victoria Trough, northern Barents Sea. *Boreas*. 1996, 25: 89 — 100.
29. Lubinski D.J., Polyak L., Forman S.L. Freshwater and Atlantic water inflows to the deep northern Barents and Kara Sea since ca 13-14C ka: foraminifera and stable isotopes. *Quaternary Science Reviews*. 2001, 20: 1851 — 1879.
30. Murdmaa I., Ivanova E., Duplessy J-C, Levitan M., Khusid T., Bourman M., Alekhina G., Alekseeva T., Belousov M., Serova V. Facies system of the Eastern Barents Sea since the last glaciation to present. *Marine Geology*. 2006, 230: 275 — 303.
31. State Geological map of the Russian Federation. Scale 1:1000000 (new series). Sheet U-37-40 — Franz Joseph Land (northern islands). Explanatory notes. St. Petersburg: VSEGEI, 2006: 272 p.
32. Dibner V.D., Basov V.A., Gerke A.A., Solovieva M.F., Sosipatrova G.P., Shulgina N.I. Age of pre-Quaternary deposits of sedimentary cover of the Barents sea bottom. *Okeanologia*. Oceanology. 1970, 10 (4): 670 — 680. [In Russian].
33. Kharin G.S., Politova N.V., Lisitzin A.P., Eroshenko D.V., Kravchishina M.G., Kozina N.V., Bulokhov A.V. Ice rafted coarse debris material on the Barents Sea bottom. *Geology of Seas and Oceans*. Proceedings of XXII International Conference on Marine Geology. 2. Moscow: IO RAS, 2017:115 —119. [In Russian].

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ»

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

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

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

Все статьи проходят двойное рецензирование.

Публикация в нашем журнале полностью бесплатна.

Структура статьи

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Математические обозначения, символы и простые формулы рекомендуется набирать основным шрифтом статьи, сложные формулы — в программе MathType (или в версиях Word до 2007 года включительно). Нумеруются только те формулы,

на которые есть ссылки в тексте. Русские и греческие буквы в формулах и тексте, а также химические элементы набираются прямым шрифтом, латинские буквы — курсивом. Аббревиатуры в тексте, кроме общепринятых, не допускаются.

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

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

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

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

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

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

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