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 70, № 3, 2024

ARCTIC AND ANTARCTIC RESEARCH

Volume 70, No. 3, 2024

1834
190 лет
ГИДРОМЕТСЛУЖБЕ РОССИИ
2024

«Проблемы Арктики и Антарктики»
Научный рецензируемый журнал
Журнал продолжает основанное в 1937 г. периодическое издание «Проблемы Арктики».
Издается под научно-методическим руководством Отделения наук о Земле РАН

Научный рецензируемый журнал открытого доступа «Проблемы Арктики и Антарктики» публикует новые результаты исследований полярных областей Земли в области океанологии, метеорологии, климатологии, гидрологии, гляциологии, ледоведения, гидрохимии, палеогеографии, биологии и экологии полярных регионов, проблем экономической и социальной безопасности Арктики.

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

Префикс DOI: 10.30758
Журнал включен в перечень рецензируемых научных изданий ВАК, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученых степеней доктора и кандидата наук.
Журнал публикует статьи по научным специальностям ВАК 1.6.1, 1.6.8, 1.6.14, 1.6.16, 1.6.17, 1.6.18.

Журнал зарегистрирован Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций:
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.

Адрес учредителя и издателя:
199397 Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38.
Тел. +7(812) 416-4251, e-mail: aaresearch@aari.ru
ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт.
Сайт журнала: https://www.aaresearch.science

Выходит ежеквартально. Подписной индекс издания в каталоге ООО «Урал-Пресс» 48657 (на полгода)

Arctic and Antarctic Research

Scientific peer-reviewed journal

The journal continues the series of "Arctic Research", founded in 1937.
The journal is published under the scientific and methodological guidance of the Earth Sciences Division of the Russian Academy of Sciences

Scientific peer-reviewed open access journal "Arctic and Antarctic Research" publishes new findings of studies of the Earth polar regions in oceanology, meteorology, climatology, hydrology, glaciology, hydrochemistry, paleogeography, biology and ecology of the polar regions, and on the problems of economic and social security in the Arctic.

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

DOI-prefix: 10.30758

The Journal is licenced and indexed by the Supreme Certification Comission in Moscow (VAK).
The Journal publishes papers on the next scientific specialties of the Supreme Certification Comission:
1.6.1, 1.6.8, 1.6.14, 1.6.16, 1.6.17, 1.6.18.

Issued by the Federal Service for Supervision of Communications, Information Technology, and Mass Media:
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.

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

Four issues per year. Subscription index of the journal catalog "Ural-Press" 48657 (for half a year)

The Journal is not marked with the Information Product label

Содержание

Contents

ОКЕАНОЛОГИЯ
OCEANOLOGY

Оригинальная статья / Original paper
https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-276-294
УДК 551.467.3:551.326.1

Тренды температуры поверхности океана отдельных районов Баренцева моря в зимний сезон и механизмы их формирования

Н.А. Лис✉, Е.А. Чернявская, Л.А. Тимохов
ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

✉*nalis@aari.ru*
НАЛ, 0000-0003-0762-5188; ЕАЧ, 0000-0002-8517-1057; ЛАТ, 0009-0001-9492-2174

Аннотация. В статье на основе данных реанализа ERA-5 за период 1949–2023 гг. был проведен анализ изменений температуры поверхности океана (ТПО) в зимний сезон для западного, северо-восточного и юго-восточного районов Баренцева моря и рассмотрена связь возникающих тенденций с влиянием различных внешних факторов в современных условиях меняющегося климата. Для оценки отклика на изменения крупномасштабной циркуляции атмосферы и притока атлантических вод был проведен анализ характера изменчивости приповерхностной температуры воды, температуры воды на разрезе «Кольский меридиан» и ТПО в указанных районах Баренцева моря с использованием метода вейвлет-когерентности. Была показана неоднородность этих изменений на протяжении трех временных периодов (1949–1969 гг., 1970–1990 гг., 1991–2023 гг.), связанная, по-видимому, с изменением характера атмосферной циркуляции.

Ключевые слова: атмосферная циркуляция, Баренцево море, когерентность, температура поверхности океана, тренды

Для цитирования: Лис Н.А., Чернявская Е.А., Тимохов Л.А. Тренды ТПО отдельных районов Баренцева моря в зимний сезон и механизмы их формирования. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2024;70(3):276–294. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-276-294

Поступила 08.05.2024 **После переработки 24.06.2024** **Принята 27.06.2024**

SST trends in certain areas of the Barents Sea in the winter season and mechanisms of their formation

Natalia A. Lis✉, Ekaterina A. Cherniavskaia, Leonid A. Timokhov
State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

✉*nalis@aari.ru*

NAL, 0000-0003-0762-5188; EAC, 0000-0002-8517-1057; LAT, 0009-0001-9492-2174

Abstract. The climate changes observed over the past few decades are most clearly manifested in the Arctic Ocean. Sea surface temperature (SST) is one of the most reliable indicators of climate change. In this paper we analyze the changes of winter SST for the western, northeastern and southeastern regions of the Barents Sea and examine the relationship of the emerging STS trends with the influence of various external factors. The working data set is represented by average monthly SST values taken from the ERA-5 reanalysis for the period 1949–2023 with a spatial resolution of 0.25×0.25° and average water temperature values on the Kola Meridian section in the 0–50 m layer. Additionally, the Arctic Oscillation (AO), Arctic Dipole (AD) and Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) indices were used as external factors that may affect SST variability. The time series analyzed was divided into three periods: 1949–1969, 1970–1990, 1991–2023, where the variability of the analyzed parameters was different. Thus, in the first period the trend in SST changes was negative, for the second period it was slightly negative or neutral, and for the third period it was positive. It is shown that SST in all the regions of the Barents Sea has undergone significant changes, which were most noticeable in the "warm" period of 1991–2023, when the rate of SST increasing was up to $10 \cdot 10^{-2}$ °C/year in areas under the warm Atlantic water influence. The analysis of SST variability in the Barents Sea shows that the positive anomalies observed in the recent years are most likely associated with the changes in the atmospheric circulation. The Wavelet coherence analysis showed the closest agreement between the changes in the sea surface temperature and the AD index in the winter season, and with the AMO index.

Keywords: atmospheric circulation, Barents Sea, coherence, ocean surface temperature, trend

For citation: Lis N.A., Cherniavskaia E.A., Timokhov L.A. SST trends in certain areas of the Barents Sea in the winter season and mechanisms of their formation. *Arctic and Antarctic Research*. 2024;70(3):276–294. (In Russ.). https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-276-294

Received 08.05.2024 **Revised 24.06.2024** **Accepted 27.06.2024**

Введение

В Северном Ледовитом океане (СЛО) наиболее ярко проявляются изменения климата, наблюдаемые несколько последних десятилетий [1, 2]. В частности, в период с 1979 по 2018 г. доля многолетних льдов возрастом не менее пяти лет в составе морского ледяного покрова СЛО сократилась примерно на 90 %. Из-за сезонного сокращения площади ледяного покрова, благодаря усиленному поглощению солнечной радиации, более интенсивному взаимодействию океана с атмосферой и увеличению с 2000-х гг. затока тепла из более низких широт, температура верхнего перемешанного слоя СЛО в летние месяцы повышалась со скоростью около 0,5 °C в декаду за период 1982–2017 гг. [2]. А температура воздуха в Арктике увеличивалась в 2 раза быстрее, чем в других регионах планеты [3], — феномен, названный эффектом «арктического усиления» [4].

Наблюдаемые климатические изменения сказываются не только на гидрологических условиях района, они оказывают комплексное влияние на биоразнообразие и продуктивность как непосредственно СЛО, так и прилегающих акваторий. Бенефициаром биогеографических изменений является Баренцево море как связующий район между Атлантическим океаном и Арктическим бассейном. Здесь с 1994 года отмечается увеличение видового разнообразия арктической и субарктической морской фауны практически в 2 раза [5].

Температура поверхности океана (ТПО), наряду с ледовитостью, является одним из наиболее надежных индикаторов изменений климата. Ледовитость Баренцева моря рассматривалась ранее в нескольких работах [6, 7]. Поэтому в данной работе была исследована межгодовая изменчивость температуры поверхности океана отдельных районов Баренцева моря в зимний сезон.

Оценка изменчивости и тенденции ТПО в арктическом регионе в последнее время находятся в центре внимания. Так, Линд с соавторами [8] на временном периоде 1970–2016 гг. исследовали связь роста температуры воды в северной части Баренцева моря с уменьшением импорта морского льда. Отмечается, что именно северные районы Баренцева и Карского морей испытывают наиболее сильные изменения температуры, которые охватывают всю толщу воды. Так происходит, по мнению авторов, из-за дефицита поступления пресной воды за счет снижения импорта льдов в эти районы и, как следствие, ослабления стратификации между поверхностным слоем и слоем теплых атлантических вод. Это, в свою очередь, приводит к активации теплообмена между слоями и росту ТПО.

Во многих работах отмечается, что после 2004 г. на всей акватории Баренцева моря наблюдался значительный климатический сдвиг с ускорением тенденции роста ТПО в северной и южной частях Баренцева моря [8, 9]. Анализ ТПО, ледовитости и метеорологических параметров (температура воздуха, зональные и меридиональные компоненты ветра) в Баренцевом море с 1982 по 2020 г. показал, что скорость повышения ТПО в этот период составила около 0,35 ± 0,04 °С/десятилетие и 0,40 ± 0,04 °С/десятилетие в покрытых льдом и свободных ото льда районах соответственно [10]. Было также показано, что на протяжении 39-летнего периода исследования изменчивость ТПО и ледовитости можно было отнести на счет атлантической мультидекадной осцилляции (АМО), а атмосферные изменения были обусловлены климатическими режимами восточно-атлантической формы циркуляции.

В настоящей статье для оценки тенденций долгопериодной изменчивости проводится анализ изменений ТПО в зимний сезон для трех районов Баренцева моря на основе данных реанализа за период 1949–2023 гг. [11] и исследуется связь возникающих тенденций с влиянием различных внешних факторов.

Материалы и методы

Данные по температуре поверхности океана, давлению на уровне моря и приповерхностной температуре воздуха (ПТВ) взяты из реанализа ERA-5 [12] за период 1949–2023 гг. с дискретностью в месяц в узлах сетки 0,25×0,25°. При анализе изменений ТПО в качестве вспомогательных характеристик использовались значения ПТВ, средней температуры воды основной ветви Мурманского течения на разрезе «Кольский меридиан» в слое 0–50 м (предоставлена авторами работ [13, 14]).

Дополнительно, в качестве наиболее вероятных факторов, формирующих изменчивость ТПО, были использованы индексы арктического колебания (АК), арктического диполя (АД) и атлантической мультидекадной осцилляции (АМО). АК определялся как ведущая эмпирическая ортогональная функция аномалий давления на высоте 1000 гПа в Северном полушарии к полюсу от 20° с. ш. [15] и характеризует обмен атмосферной массой между Арктикой и средними широтами. Данные по индексу были взяты с сайта Национального центра экологической информации (NOAA) [16]. АД был рассчитан как вторая мода разложения по естественным ортогональным функциям полей давления на уровне моря от 70° с. ш. к полюсу. Этот индекс характеризуется сменой областей высокого и низкого давления над Карским морем и Канадским Арктическим архипелагом, способствуя либо препятствуя поступлению теплых воздушных масс из средних широт в моря Северо-Европейского бассейна [17–19]. Индекс АМО отражает периодическую изменчивость ТПО в Северной Атлантике [20] и был взят из электронного ресурса NOAA [21].

Границы районов Баренцева моря для удобства соответствуют границам районов однородного ледового режима [11].

Линейный тренд рассчитывался по формулам [22]:

$$y = a_1 t + a_0, \quad a_1 = \frac{\sigma_y}{\sigma_t} R, \quad a_0 = \overline{y} - a_1 \overline{t}, \tag{1}$$

где σ — стандартное отклонение, а R — коэффициент корреляции:

$$R = \frac{\sum_{i=1}^{N} \left[\left(y_i + \overline{y} \right) \left(t_i - \overline{t} \right) \right]}{N \cdot \sigma_y \cdot \sigma_t}. \tag{2}$$

Для оценки связи между ТПО, температурой воды на разрезе «Кольский меридиан» и гидрометеорологическими индексами рассчитывалась вейвлет-когерентность r^2. Данная функция интерпретируется как локализованный коэффициент корреляции в квадрате в частотно-временном пространстве [23] и рассчитывается следующим образом:

$$r^2(t_1, t_2) = \frac{\left| S\left(t_1^{-1} W(t_1, t_2) \right) \right|^2}{S\left(t_1^{-1} \left| W(t_1) \right|^2 \right) \cdot S\left(t_1^{-1} \left| W(t_2) \right|^2 \right)}, \tag{3}$$

где t_1 и t_2 — временные ряды, между которым рассчитывается когерентность; S — сглаживающий оператор по времени и частоте; $W(t_1,t_2)$ — перекрестное вейвлет-преобразование; $W(t_1)$ и $W(t_2)$ — локальный вейвлет первого и второго ряда соответственно.

Расчеты по разложению по естественным ортогональным функциям и вейвлет-когерентности выполнялись с помощью языка программирования R, предназначенного для статистической обработки данных в среде RStudio [24]. В качестве основной библиотеки для расчета вейвлет-когерентности использовалась функция wtc() из пакета biwavelet, в качестве материнского вейвлета использовался вейвлет Морле, разложения по естественным ортогональным функциям выполнялись с помощью функции prcomp().

Также для каждого узла сетки был рассчитан линейный тренд и проверен на значимость по критерию Стьюдента на уровне значимости 0,05.

Результаты

Пространственные изменения ТПО Баренцева моря

Важным этапом при расчете трендовых составляющих является выбор временного интервала. В разных работах предлагаются различные варианты выделения периодов в зависимости от рассматриваемых процессов. Так, в одной из работ [25] для Баренцева моря на основе полученных авторами индексов, в которые входит и температура воды, были установлены два периода с разными термическими условиями: холодный — 1965–1989 гг. и теплый — 1990–2017 гг.

В работе В.В. Иванова и др. [26] выделены периоды (а) относительного потепления 1921–1960 гг. с доминированием форм атмосферной циркуляции E + C (восточная и центральная атмосферная циркуляция по классификации Вангенгейма–Гирса); (б) относительного похолодания 1961–1987 гг. с преобладанием формы атмосферной циркуляции E (восточная атмосферная циркуляция); (в) относительного потепления 1988–2018 гг. с доминированием формы атмосферной циркуляции W (западная атмосферная циркуляция).

Что касается морской среды, В.И. Бышев с соавторами [27] показали, что с 1970-х до 1990-х гг. теплосодержание верхнего слоя в ряде океанических районов уменьшалось, а средняя поверхностная температура повысилась в Северном полушарии по данным IPCC [28].

С учетом результатов аналитического обзора анализируемый временной ряд был разделен на три периода: 1949–1969 гг. («условно холодный»), 1970–1990 гг. («условно стабильный»), 1991–2023 гг. («условно теплый»). В каждом узле сетки для ТПО Баренцева моря рассчитан линейный тренд за выделенные периоды и оценена его значимость. Величина тренда представлена на рис. 1.

Наиболее высокие значения величины тренда в межгодовых изменениях ТПО (как отрицательные в 1949–1969 гг., так и положительные в 1991–2023 гг.) наблюдаются в районе Центрального плато и Медвежинского желоба, где происходит основное поступление тепла атлантических вод с центральной и северной ветвями Нордкапского течения (см. рис. 1*а*). Рассмотрим каждый период более подробно.

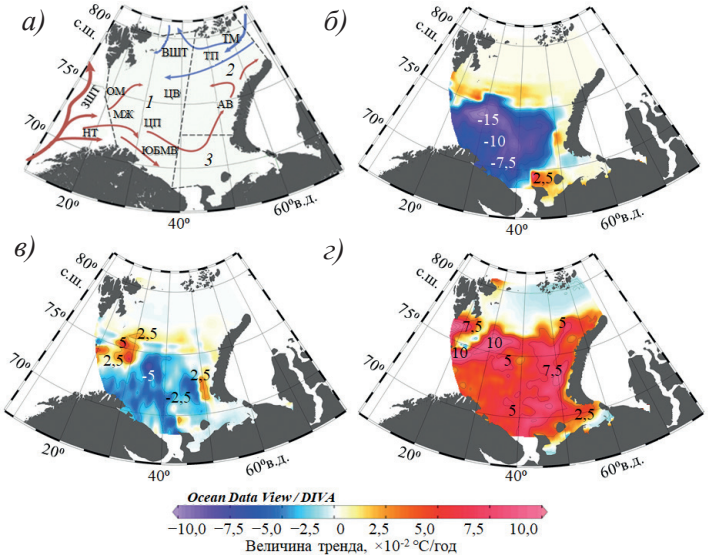

Рис. 1. Схема основных течений и подводные географические объекты Баренцева моря с нанесенными границами районов (*а*) и пространственное распределение величины линейного тренда ТПО в зимний сезон (декабрь–апрель) за периоды: *б*) 1949–1969 гг.; *в*) 1970–1990 гг.; *г*) 1991–2023 гг.

1 — западный, *2* — северо-восточный, *3* — юго-восточный районы Баренцева моря; НТ — Нордкапское течение; ЗШТ — Западно-Шпицбергенское течение; ОМ — остров Медвежий; ВШТ — Восточно-Шпицбергенское течение; ТМ — течение Макарова; ТП — течение Персея; АВ — Адмиралтейский вал; ЦП — Центральное плато; ЮБМП — Южно-Баренцевоморская впадина; ЦВ — Центральная возвышенность; МЖ — Медвежинский желоб; КМ — разрез «Кольский меридиан»

Fig. 1. Scheme of the Barents Sea main currents and underwater geographical objects with marked boundaries of the regions (*a*) and the spatial distribution of the linear SST trend in the winter season (December-April) for the periods: *б*) 1949–1969; *в*) 1970–1990; *г*) 1991–2023.

1 — western, *2* — northeastern, *3* — southeastern regions of the Barents Sea; HT — North Cape Current; ЗШТ — West Spitsbergen Current; OM — Bear Island; ВШТ — East Spitsbergen Current; TM — Makarov current; ТП — Perseus Current; AB — Admiralty Wall; ЦР — Central Plateau; ЮБМП — South Barents Sea Depression; ЦВ — Central Uplands; МЖ — Medvezhinsky Trench; KM — “Kola Meridian” section

Первый период (1949–1969 гг.) характеризуется наличием отрицательного линейного тренда в наиболее холодные месяцы (март–апрель). Зона отрицательных трендов распространяется через Центральное плато, Южно-Баренцевоморскую впадину вплоть до Центральной возвышенности и ограничивается на западе Адмиралтейской возвышенностью (см. рис. 1*б*). В основном данные области относятся к южной и центральной частям западного района, а также немного затрагивают южную часть северо-восточного района. Наибольшая величина тренда составляет более $-15 \cdot 10^{-2}$ °C/год в районе Центрального плато.

Для второго периода (1970–1990 гг.) характерно отсутствие в зимний сезон линейного тренда на всей акватории моря (рис. 1*в*).

Третий, «условно теплый», период 1991–2023 гг. характеризуется статистически значимым линейным трендом практически на всей акватории, с наибольшей величиной тренда более $10 \cdot 10^{-2}$ °C/год, лишь севернее 77° с. ш. тренд не выделяется.

В «условно теплый» период увеличивается не только ТПО, но и дисперсия. За первый (1949–1969 гг.) и второй (1970–1990 гг.) периоды в западном и северо-восточном районах среднеквадратическое отклонение (СКО) значительно меньше, чем за третий (1991–2023 гг.) период. В 1949–1969 гг. максимальное СКО в северо-восточном районе наблюдается в августе — 0,69 °C, за 1970–1990 гг. СКО несколько больше — 0,73 °C в августе (и 0,77 °C в июле), а максимальные значения отмечаются в 1991–2023 гг. и составляют 1,06 °C. В других районах ситуация аналогична: СКО ТПО за 1949–1969 гг. в западном и юго-восточном районах составляет соответственно 0,52 °C и 1,17 °C; в 1970–1990 гг. — 0,70 °C и 2,0 °C; в 1991–2023 гг. — 1,02 °C и 2,04 °C.

Межгодовые изменения ТПО отдельных районов Баренцева моря

Межгодовая изменчивость среднегодовых значений ТПО в западном, северо-восточном и юго-восточном районах Баренцева моря приведена на рис. 2.

Визуально отмечаются периоды различной направленности изменений ТПО. Так, во всех трех районах Баренцева моря наиболее четко выделяется период повышения температуры воды с 1990–1992 до 2023 г., отмеченные красными линиями (см. рис. 2*а*, *в*).

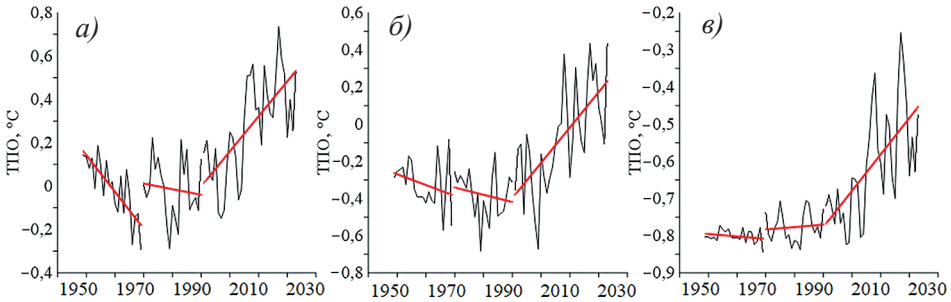

Рис. 2. Межгодовая изменчивость ТПО в отдельных районах Баренцева моря с нанесенным линейным трендом.

а) западный, *б*) северо-восточный, *в*) юго-восточный районы Баренцева моря; красными линиями обозначен линейный тренд

Fig. 2. Interannual SST variability in certain areas of the Barents Sea with a plotted linear trend.

a) western, *б*) northeastern, *в*) southeastern regions of the Barents Sea; red lines indicate a linear trend

В интервале с 1949 до 1989 г. направленность изменений ТПО более неоднородная. В северо-восточном районе (см. рис. 2*б*) отчетливо наблюдалось понижение температуры в период 1949–1990 гг., а в юго-восточном районе (см. рис. 2*в*) в этот же период температура воды вначале слабо понижалась в период 1949–1970 гг. и затем, в 1971–1991 гг., незначительно повышалась. В западном районе (см. рис. 2*а*) очень четко наблюдалось значительное понижение температуры в период 1949–1970 гг., сменившееся более медленным понижением температуры вод в период 1971–1991 гг. Наиболее ярко выражены периоды в западном районе, наименее — в северо-восточном, когда первые два периода не имеют значимых трендов.

За выделенные периоды было выполнено осреднение по районам и рассчитаны характеристики линейного тренда для параметров, связанных с ТПО: ПТВ, температуры воды на разрезе «Кольский меридиан» и ТПО отдельных районов Баренцева моря (см. таблицу).

Период 1949–1969 гг. в западном районе Баренцева моря характеризуется наличием значимого отрицательного линейного тренда ТПО (величина тренда составила –0,03 °С/год; R^2 = 0,62) со средним значением ТПО –0,02 °С.

Таблица

Характеристики трендов Баренцева моря и его отдельных районов в зимний сезон (декабрь–апрель) за период 1949–2023 гг.

Table

Trend characteristics in the Barents Sea and in its separate areas in the winter season (December–April) for the period 1949–2023

Показатель	Период	Среднее	Величина тренда, */год	R^2
ТПО западного района, °С	**1949–1969**	**–0,02**	**–0,03**	**0,62**
	1970–1990	–0,03	–0,01	0,01
	1991–2023	**0,55**	**0,03**	**0,46**
ТПО северо-восточного района, °С	1949–1969	–1,60	–0,001	0,05
	1970–1990	–1,55	0,001	0,01
	1991–2023	**–1,22**	**0,02**	**0,40**
ТПО юго-восточного района, °С	1949–1969	–0,64	–0,01	0,08
	1970–1990	–0,76	–0,01	0,04
	1991–2023	**–0,15**	**0,04**	**0,44**
«Кольский меридиан», °С	**1951–1969**	**3,47**	**–0,04**	**0,25**
	1970–1990	3,33	–0,01	0,03
	1991–2023	**4,13**	**0,03**	**0,36**
ПТВ, °С	**1949–1969**	**–12,67**	**–0,14**	**0,21**
	1970–1990	–11,36	0,02	0,01
	1991–2023	**–7,97**	**0,17**	**0,42**

Примечание. «Кольский меридиан» — средняя температура воды основной ветви Мурманского течения на разрезе «Кольский меридиан» в слое 0−50 м. Полужирным шрифтом выделены периоды при значимом линейном тренде (при уровне значимости 0,05).

Note. “Kola Meridian” — average water temperature of the main branch of the Murmansk Current on the “Kola Meridian” section in the layer 0−50 m. Periods with a significant linear trend (at a significance level of 0.05) are highlighted in bold.

Для всех рассматриваемых характеристик период 1970–1990 гг. характеризуется отсутствием значимых линейных трендов, тогда как для периода 1991–2023 гг. значимый линейный тренд выделяется во всех анализируемых временных рядах. Также стоит отметить, что увеличение ТПО в 1991–2023 гг. происходит не равномерно. Резкое увеличение ТПО происходит в 1991–2005 гг., а после 2010 г. происходит замедление увеличения. Приведенные характеристики подтверждают качество определения временных выборок для расчетов трендов.

Анализ связи изменений ТПО и смены фаз индексов атмосферной циркуляции

Несомненно, атмосферная циркуляция оказывает существенное влияние на изменения ТПО [29]. Один из важнейших показателей для климата Арктического региона — это индекс арктического колебания. Его также называют кольцевой модой. АК содействует крупномасштабной циркуляции вод и льдов СЛО. В последние десятилетия над Арктикой сложилась дипольная структура поля давления, которая стала оказывать существенное влияние на крупномасштабные погодные условия в данном регионе посредством регулирования потоков из Северной Атлантики через пролив Фрама и Баренцево море, тем самым, в зависимости от фазы, способствуя либо препятствуя процессам «атлантификации» [18]. Таким образом, АД играет важную роль в формировании изменчивости ТПО Баренцева моря.

В интерпретации физических процессов основную роль играют фазы индексов: положительная и отрицательная. В зависимости от фазы атмосферного индекса можно судить о барической обстановке в регионе и ее последствиях для рассматриваемых процессов. Положительной фазе индекса АК соответствует высокое атмосферное давление над средними широтами, что вынуждает циклоны перемещаться по более северным маршрутам, обуславливая тем самым поступление теплых вод Северной Атлантики в Баренцево море. В отрицательную фазу АК над СЛО усиливается антициклоническая деятельность, что приводит к ослаблению поступления теплых воздушных масс из Северной Атлантики и, как следствие, к уменьшению ТПО. АД в положительную фазу способствует увеличению экспорта льда через пролив Фрама [19]. В отрицательную фазу механизм обратный. Также, по последним оценкам, АД играет решающую роль в механизме переключения пути поступления тепла в Арктику, либо проходящего через пролив Фрама с Западно-Шпицбергенским течением (отрицательная фаза), либо поступающего с северной и центральной ветвями Нордкапского течения (положительная фаза) [18]. Процент случаев положительной и отрицательной фаз индексов АД и АК за выделенные периоды представлен на рис. 3.

При подсчете частоты случаев величина индекса, близкая к нулевому значению (менее 0,00), рассматривалась как нейтральная и случай не относился ни к положительной, ни к отрицательной фазе. В результате отмечается выраженная сезонность смены фаз индекса АД (см. рис. 3*а*, *в*). Начиная с февраля, когда за период 1949–2023 гг. наблюдалось в среднем 15 % случаев, происходит увеличение частоты повторяемости положительной фазы АД. В апреле в среднем за 1949–2023 г. частота случаев достигает 62 %, в мае — 79 % и доходит до максимума в июне — 82 %. Затем, к концу года, происходит уменьшение случаев положительной фазы индекса. Частота случаев отрицательной фазы АД минимальна с апреля по июнь и меняется в пределах 11–23 % соответственно за анализируемый период. Рост повторяемости

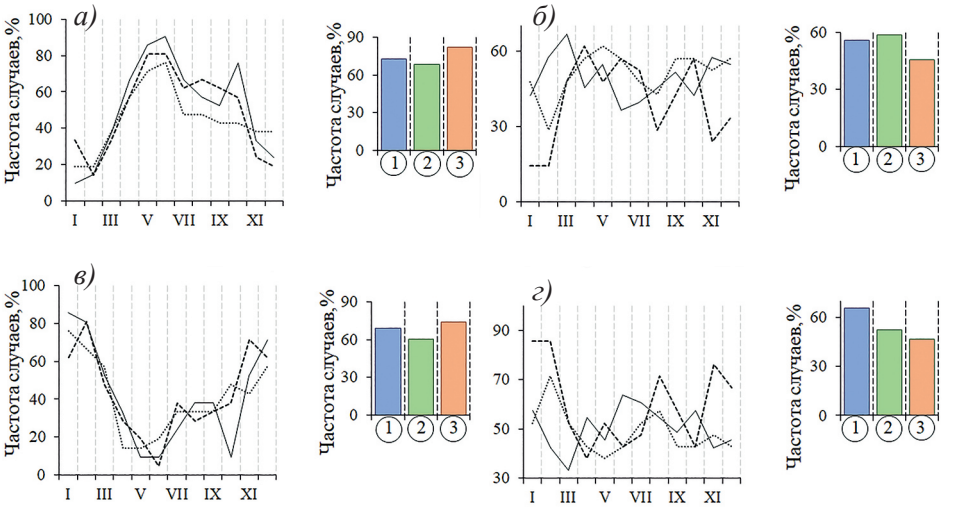

Рис. 3. Частота случаев положительной и отрицательной фазы индексов АД и АК за периоды: пунктирная линия — 1949–1969 гг.; точечная линия — 1970–1990 гг.; сплошная линия — 1991–2023 гг.

Левая часть — частота случаев положительной (*а*) и отрицательной (*в*) фаз индекса АД и гистограммы за апрель–июнь и ноябрь–февраль соответственно; правая часть — частота случаев отрицательной (*б*) и положительной (*г*) фаз индекса АК и гистограммы за апрель–июнь и ноябрь–февраль соответственно. Числами и цветом обозначены периоды: ①синие колонки — 1949–1969 гг., ②зеленые — 1970–1990 гг., ③оранжевые — 1991–2023 гг.

Fig. 3. Positive and negative phase cases of the AD and AO indices for the periods: dotted line — 1949–1969; short dotted line — 1970–1990; solid line — 1991–2023.

The left part shows cases of events in the positive (*a*) and negative (*в*) phases of the AD index and histograms for April–June and November–February, respectively; the right side is the frequency of negative (*б*) and positive (*г*) phase cases of the AO index and histograms for April–June and November–February, respectively. The periods are indicated by numbers and color: ①blue columns are for 1949–1969, ②green are for 1970–1990, ③orange are for 1991–2023

отмечается с ноября (34 %) до февраля (78 %). В связи с подобным сезонным распределением положительных и отрицательных фаз АД для дальнейшего анализа использованы следующие периоды осреднения индекса: положительная фаза — с апреля по июнь, отрицательная — с ноября по февраль.

Сезонный ход в частоте случаев положительной и отрицательной фаз индекса АК как таковой не выделяется, кроме наибольшей частоты проявления с января по март (см. рис. 3*б*, *г*). Однако прослеживаются изменения между выделенными периодами. В 1949–1969 гг. с ноября по февраль прослеживается преобладание частоты случаев отрицательной фазы индекса АК (66 %), при которой область высокого давления над Арктикой препятствует поступлению теплых воздушных масс из Северной Атлантики и замедляет поступление теплых вод в СЛО. В свою очередь, это способствует уменьшению температуры воды Баренцева моря. В 1991–2023 гг. частота случаев отрицательной фазы значительно сокращается — до 47 %. Такой механизм воздействия подтверждается результатами расчетов трендов как для ТПО Баренцева моря, так и для ПТВ, и температуры воды на разрезе «Кольский меридиан» (см. рис. 1*б*, 2 и табл.). Вместе с тем в рассматриваемый

период (1949–1965 гг.) преобладали меридиональная + восточная (C + E) формы атмосферной циркуляции по Вангенгейму–Гирсу, а после — восточная форма (E) (1966–1989 гг.) [30, 31]. Форма C способствует нарушению зонального переноса и усилению меридионального. Во время формы E происходит вторжение в Арктику антициклонов с востока и северо-востока, которые приносят с собой холодные воздушные массы. Таким образом, барическая обстановка над СЛО способствует уменьшению температур (см. табл.). Частота случаев положительной фазы с апреля по июнь также сокращается, но в меньшей степени: 56 % (1949–1969 гг.), 58 % (1970–1990 гг.), 46 % (1991–2023 гг.).

Анализ связи аномалий ТПО и гидрометеорологических индексов

Поскольку на формирование аномалий ТПО в СЛО оказывают влияние не только атмосферные процессы, но и водообмен с соседними океанами, при исследовании изменчивости ТПО Баренцева моря нами был использован также индекс АМО, косвенно связанный с поступлением тепла в СЛО из Северной Атлантики [20].

Чтобы оценить изменения индексов за рассматриваемые периоды, были построены гистограммы аномалий относительно среднего значения, нормированные по стандартному отклонению (рис. 4). В колебаниях АД, АК и АМО выделяются

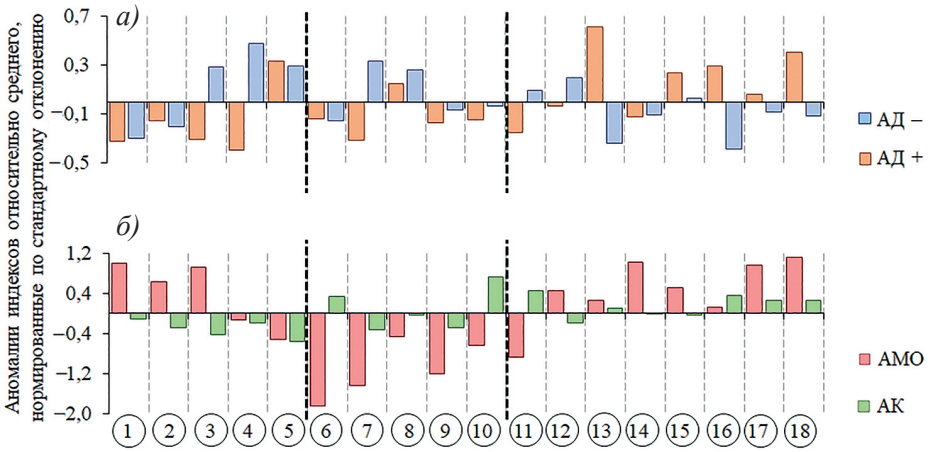

Рис. 4. Аномалии индексов относительно среднего, нормированные по стандартному отклонению, осредненные за 4 года: *а)* АД+ за апрель–июнь, АД– за ноябрь–февраль; *б)* АК и АМО за декабрь–апрель.

Полужирными пунктирными линиями обозначены границы периодов: I — 1952–1970 гг., II — 1972–1991 гг., III — 1992–2023 гг. Числами обозначены периоды лет: 1 — 1952–1955, 2 — 1956–1959, 3 — 1960–1963, 4 — 1964–1967, 5 — 1968–1971, 6 — 1972–1975, 7 — 1976–1979, 8 — 1980–1983, 9 — 1984–1987, 10 — 1988–1991, 11 — 1992–1995, 12 — 1996–1999, 13 — 2000–2003, 14 — 2004–2007, 15 — 2008–2011, 16 — 2012–2015, 17 — 2016–2019, 18 — 2020–2023

Fig. 4. Anomalies of indices relative to the average, normalized by standard deviation, averaged over 4 years: *a)* AD+ for April–June, AD– for November–February; *б)* AO and AMO for December–April.

Bold dotted lines indicate the boundaries of the periods: I — 1952–1970, II — 1972–1991, III — 1992–2023. The numbers indicate periods of years: 1 — 1952–1955, 2 — 1956–1959, 3 — 1960–1963, 4 — 1964–1967, 5 — 1968–1971, 6 — 1972–1975, 7 — 1976–1979, 8 — 1980–1983, 9 — 1984–1987, 10 — 1988–1991, 11 — 1992–1995, 12 — 1996–1999, 13 — 2000–2003, 14 — 2004–2007, 15 — 2008–2011, 16 — 2012–2015, 17 — 2016–2019, 18 — 2020–2023

четырех- и восьмилетние циклы [32, 33], в связи с чем аномалии индексов были осреднены за 4-летние периоды.

В межгодовых изменениях аномалий АД за выделенные периоды прослеживаются некоторые особенности (см. рис. 4*а*). В 1949–1969 гг., когда тренд ТПО был отрицательный, частота случаев положительной фазы за апрель–июнь составляла 73 %, а отрицательной фазы за ноябрь–февраль — 69 % (см. рис. 3*а*, *б*). При этом величины индекса в положительной фазе были ниже, чем в остальные периоды, и наблюдались отрицательные аномалии АД (до –0,35) за апрель–июнь (см. рис. 4*а*).

В 1969–1970 гг. происходило уменьшение частоты повторяемости как положительной (до 68 % за апрель–июнь), так и отрицательной (до 61 % за ноябрь–февраль) фаз. При этом для величин индекса АМО наблюдались четко выраженные отрицательные аномалии (см. рис. 4*б*). В этот период линейный тренд ТПО, ПТВ и температуры воды на разрезе «Кольский меридиан» был незначим (см. табл.).

Начиная с 1990-х гг. в арктической дипольной аномалии все чаще проявляется положительная фаза (за апрель–июнь до 82 %) и происходит смена знака аномалий АМО с отрицательного на положительный (см. рис. 4*б*). В этот же период выделяется положительный тренд ТПО, ПТВ Баренцева моря и на разрезе «Кольский меридиан» (см. табл.). Частота случаев отрицательной фазы АД за ноябрь–февраль также увеличивается — до 74 %. Но при этом величины значений индекса во время положительной фазы увеличиваются, тогда как в отрицательную фазу — уменьшаются (см. рис. 3 и 4). Таким образом, над Арктикой в «условно теплый» период с апреля по июнь преобладает положительная фаза, а с ноября по февраль отрицательная фаза АД. В положительную фазу (с наибольшей частотой повторяемости с апреля по июнь) давление над круговоротом Бофорта и Канадским архипелагом усиливается, а над Карским морем ослабевает, усиливается меридиональный перенос из-за возникающей дипольной структуры, располагающейся поперек полюса. Это приводит к усилению антициклонического круговорота Бофорта и трансполярного дрейфа, с одной стороны, и к усилению адвекции тепла из Северной Атлантики в Арктику — с другой, в свою очередь, способствуя повышению приповерхностной температуры воздуха и, соответственно, увеличению ТПО. При этом основное тепло поступает в СЛО с северной и центральной ветвями Нордкапского течения. В отрицательную фазу АД (с наибольшей частотой повторяемости с ноября по февраль) дрейф льда в Гренландское море через пролив Фрама сокращается. Поступление тепла с Западно-Шпицбергенским течением (ЗШТ) увеличивается, а через Баренцевоморское направление поступление атлантических вод сокращается. Таким образом, образовавшаяся дипольная структура в поле атмосферного давления на уровне моря способствует увеличению температуры воды Баренцева моря как в весенне-летние, так и в осенне-зимние месяцы, но с различными механизмами.

Наряду с доминирующим влиянием АД, «условно теплый» период характеризуется преобладанием западной формы циркуляции [34], которая дублирует усиление поступления тепла из Северной Атлантики, и положительной фазой АК (см. рис. 3*б*). В положительную фазу АК область высокого давления над Арктическим бассейном уменьшается и более не препятствует поступлению тепла из средних широт. Таким образом, в 1991–2023 гг. механизмы, способствующие интенсификации поступления тепла из Северной Атлантики, накладываются друг на друга, что проявляется положительными трендами температуры воды (см. табл.).

Оценка тесноты связи гидрометеорологических индексов с ТПО методом вейвлет-когерентности

С целью анализа сопряженности временных рядов для определения степени пространственно-временной синхронизации и оценки статистической взаимосвязи между температурой отдельных районов Баренцева моря и на разрезе «Кольский меридиан» был произведен анализ вейвлет-когерентности (когерентность). Когерентность является показателем тесноты связи между гармоническими составляющими на различных частотах в рассматриваемые периоды времени [23]. Коэффициенты когерентности интерпретируются как квадраты коэффициентов корреляции в области времени и частоты, и их значения варьируются в диапазоне 0–1, для минимальной и максимальной тесноты связи соответственно. Результаты представлены на рис. 5.

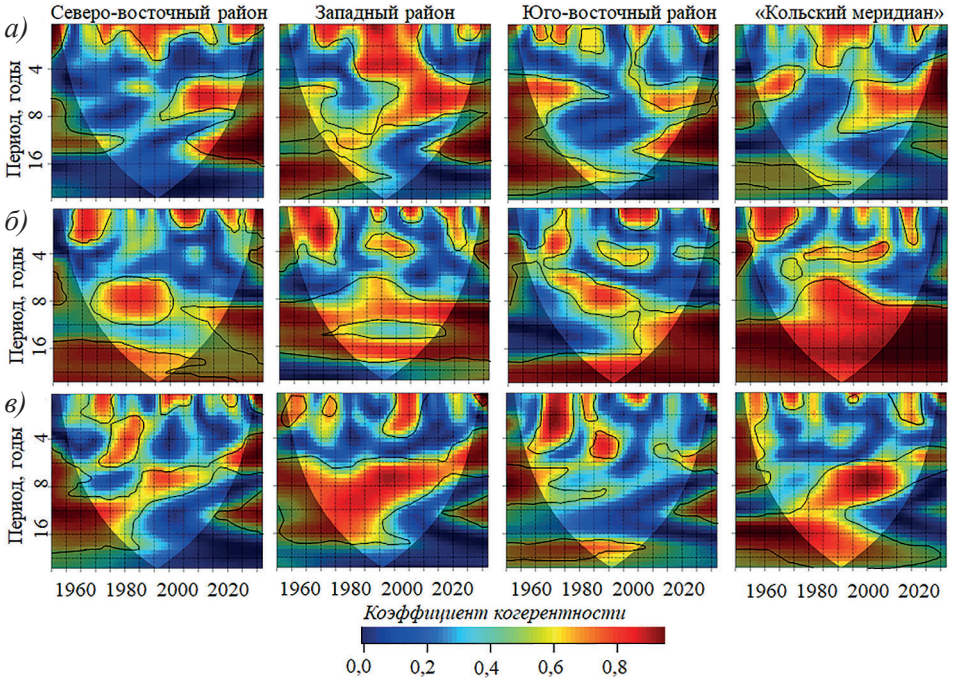

Рис. 5. Вейвлет-когерентность между ТПО северо-восточного, западного и юго-восточного районов Баренцева моря и температурой воды на разрезе «Кольский меридиан» за период 1950–2023 гг. за декабрь–январь с индексами: *а)* арктического диполя, АД; *б)* арктического колебания, АК; *в)* атлантической мультидекадной осцилляции, АМО.

Жирной линией обозначены области значимости вейвлет-когерентности на уровне p = 95 %; стрелками — разница фаз (→/← — временные ряды находятся в фазе/противофазе или имеют положительную/отрицательную связь, ↓/↑ — температура опережает/запаздывает относительно гидрометеорологических индексов); затемненные края — конус влияния, за пределами которого результаты могут быть искажены

Fig. 5. Wavelet coherence between the SST of the northeastern, western and southeastern regions of the Barents Sea and water temperature on the Kola Meridian section for the period 1950–2023 for December–January with indices: *a)* Arctic dipole, AD; *б)* Arctic Oscillation, AO; *в)* Atlantic multidecadal oscillation, AMO.

The thick line indicates areas of wavelet coherence significance at the p = 95 % level; the arrows show difference between phases (→/← — time series are in phase/antiphase or have a positive/negative relationship, ↓/↑ — temperature leads/lags relative to hydrometeorological indices); the blurred edges are the cone of influence, beyond which the results may be distorted

Наиболее тесная согласованность температуры воды с АД в зимний сезон прослеживается в западном районе Баренцева моря (см. рис. 5*а*). Максимальная согласованность наблюдается в диапазонах 1–4 года (период 1975–1995 гг.) и 5–7 лет (период 1995–2023 гг.). Максимум когерентности в диапазоне 1–4 года сдвигается в периоде 1990–1995 гг. к диапазону 5–7 лет, а в период 1995–2000 гг. — к диапазону 6–7 лет. Стрелки, указывающие вверх и влево, говорят о том, что изменения в ТПО следуют с запаздыванием относительно АД, а сами ряды находятся в противофазе. При усугублении отрицательной фазы АД дрейф льда через пролив Фрама из Арктического бассейна сокращается, а поступление тепла в СЛО с ЗШТ — увеличивается. Это способствует увеличению ТПО в северной части западного района Баренцева моря.

В период 2000–2023 гг. (период максимальной согласованности между АД и ТПО западного района) согласованность между АД в зимний сезон, когда преобладает отрицательная фаза индекса, и температурой воды на разрезе «Кольский меридиан» несколько ниже, что согласуется с влиянием смены фаз АД через адвекцию атлантических вод. Наибольшая согласованность отмечается в диапазоне 6–7 лет за период 2000–2023 гг. В диапазоне 6–8 лет высокая согласованность в 1950–1970 гг. имеет сдвиг около 1960 г. к диапазону 4–6 лет, с 1975 по 1985 г. — сдвиг диапазона до 2–4 лет, далее до 1995 г. — до диапазона 1–2 лет, и коэффициенты когерентности значительно увеличиваются. Стоит отметить, что в указанные годы наибольшей согласованности между температурой воды и АД выделяется значимый линейный тренд в западном районе Баренцева моря (для ТПО и ПТВ) и на разрезе «Кольский меридиан» (см. табл.).

В северо-восточном районе ТПО и АД демонстрируют значительную согласованность в диапазоне 1–2 года по всей длине выборки, кроме периода 1955–1960 гг. Максимальная согласованность наблюдается в диапазонах 5–7 и 10–12 лет в период 2000–2023 гг. В диапазоне 3–6 лет в 1949–1970 гг. и в диапазоне 6–8 лет в 1965–1990 гг. корреляция очень низкая. Периоду 1949–1970 гг. соответствует «условно холодный» период, и выделяются значимые тренды (по ТПО и ПТВ) в северо-восточном районе Баренцева моря, когда происходит уменьшение ТПО и ПТВ. Стоит отметить, что распределение коэффициентов корреляции для северо-восточного и юго-восточного районов очень схоже. В обоих районах максимальная согласованность отмечается в диапазонах 5–7 лет и 10–12 лет в период 2000–2023 гг. Наименьшая согласованность наблюдается в период 1970–1990 гг. в диапазоне 4–16 лет.

В диапазоне 2 года распределения коэффициентов между изображениями когерентности северо-восточного, юго-восточного и западного районов схожи: высокая согласованность в периоде до 2 лет с периодическим ослабеванием в течение не более 5 лет. Во всех районах самая высокая согласованность наблюдается в период 1990–2023 гг. в диапазоне 5–6 лет. Этому периоду соответствует значимый положительный линейный тренд ПТВ, ТПО во всех районах Баренцева моря и на разрезе «Кольский меридиан» (см. табл.).

Стоит отметить наличие согласованности в диапазоне 12–15 лет в 2000–2023 гг. Но после 2005 г. результат вейвлет-когерентности выходит за границы конуса влияния, поэтому относиться к высокой корреляции в указанные диапазон и период надо с осторожностью. Однако высокая согласованность проявляется на достаточно широком диапазоне, и весьма маловероятно, что это просто случайность. В колебаниях АД в работах [7, 18] выделяют 14–15-летние циклы, которые и проявляются в анализе вейвлет-когерентности.

Максимальная согласованность между температурой воды и индексами АК и АМО наблюдается в западном районе и на разрезе «Кольский меридиан» в диапазонах 2 года и 12–16 лет на всем рассматриваемом временном интервале (см. рис. 5*б*, *в*). Также отмечается высокая согласованность в диапазоне 0–4 года в 1950–1970 гг. как с АК (см. рис. 5*б*), так и с индексом АМО (см. рис. 5*в*). В 1975–1990 гг. отмечается сдвиг с диапазона 6–9 лет до 8–12 лет в 1990–2023 гг. в согласованности между ТПО западного района и температуры воды на разрезе «Кольский меридиан» с индексом АК (см. рис. 5*б*). Интересно, что в этот же период происходит значительное увеличение ТПО и ПТВ в Баренцевом море. В северо-восточном и юго-восточном районах согласованность с АК значительно ниже. Высокая когерентность в диапазоне 6–10 лет отмечается в обоих районах: в период 1965–1990 гг. для северо-восточного района и в 1970–1995 гг. для юго-восточного. Стрелки вправо говорят о том, что процессы находятся в одной фазе. Между температурой воды и индексом АМО в западном районе и на разрезе «Кольский меридиан» отмечается высокая согласованность в диапазоне 6–16 лет со значительным сдвигом (см. рис. 5*в*). Если диапазон высокой когерентности в 1950–1985 гг. приходится на 8–16 лет, то к 2000 г. он сдвигается до 6–8 лет, а к 2010 г. — в район 5–6 лет, приближаясь в 2015 г. к диапазону в 4 года. Стрелки вниз и влево говорят о том, что изменчивость АМО предшествует изменениям температуры в Баренцевом море, а процессы являются симфазными, т. е. при увеличении температуры поверхности воды в Северной Атлантике происходит увеличение ТПО в Баренцевом море.

Заключение

ТПО во всех районах Баренцева моря претерпела значительные изменения в рассматриваемый период. Наблюдаемые изменения не равномерны как во времени, так и в пространстве. Значимый отрицательный линейный тренд ТПО наблюдался в 1949–1969 гг. только в западном районе (величина тренда –0,03 °С/ год, коэффициент детерминации 0,62), но не на всей его площади. Область с отрицательными трендами в основном занимала южную и центральную части района: Центральное плато и Южно-Баренцевоморскую впадину, вплоть до Центральной возвышенности. Наибольшая величина тренда наблюдалась в районе Центрального плато и составляла более $-15 \cdot 10^{-2}$ °С/год. Отрицательный тренд также выделялся на разрезе «Кольский меридиан». С ноября по март 1949–1969 гг. преобладала отрицательная фаза и отрицательные аномалии индекса АК (частота случаев 72 %) в совокупности с С + Е формой циркуляции по Вангенгейму–Гирсу. При этом отмечающиеся положительные аномалии АМО к середине 1960-х гг. поменяли знак на отрицательный. Сложившаяся барическая обстановка способствовала усилению меридионального переноса, интенсификации поступления антициклонов с востока и севера-востока, с ослабеванием зонального переноса теплых воздушных масс из Северной Атлантики в Баренцево море. В свою очередь, это привело к снижению температур (ТПО, ПТВ и на разрезе «Кольский меридиан»), что хорошо видно на графиках вейвлет-когерентности, где высокая согласованность спектров ТПО с АК и АМО отмечается в диапазонах 2–4 года и 12–16 лет в западном районе и на разрезе «Кольский меридиан».

Период 1970–1991 гг. характеризовался отсутствием значимого линейного тренда для всех рассматриваемых характеристик во всех районах моря. Преобладание отрицательных аномалий индекса АМО, наряду с равнозначным распределением положительных и отрицательных аномалий АК и АД, способствовало стабилизации ТПО в Баренцевом море.

Наибольшие изменения отмечались в «условно теплый» период 1991–2023 гг., когда ТПО увеличивалась во всех района моря. Максимальное увеличение ТПО, происходившее со скоростью до $10 \cdot 10^{-2}$ °С/год, наблюдалось в областях затока теплых вод атлантического происхождения. Наиболее высокий вклад в изменчивость ТПО вносит тренд в западном районе — 46 %, чуть меньший вклад 44 % — в юго-восточном и 40 % — в северо-восточном районе. Распределение вкладов трендовых составляющих прежде всего связано с влиянием поступления теплых воздушных масс и вод из Северной Атлантики, при этом из-за круглогодичного наличия ледяного покрова севернее 77° с. ш. тренд не выделяется. В 1991–2023 гг. наблюдается увеличение частоты случаев положительной фазы индекса АД с апреля по июнь до 82 %. Также в периоды после 1980 г. в западном районе и на разрезе «Кольский меридиан», после 1995 г. в северо-восточном районе и после 2010 г. — в юго-восточном районе произошло смещение периодов наиболее высокой когерентности ТПО с АД в диапазоне 5–7 лет. Хорошо прослеживается постепенное распространение влияния АД по районам: от наиболее подверженного воздействию североатлантических вод западного района к северо-восточному и наиболее удаленному юго-восточному районам. В то же время, несмотря на увеличение частоты случаев положительной фазы, влияние АК, вероятно, ослабевает, аномалии индекса в период 2000–2011 гг. близки к нулю и переходят в слабоположительные после 2012 г., когда скорость увеличения ТПО замедлилась. Максимальная согласованность ТПО с АМО наблюдается в западном районе и на разрезе «Кольский меридиан» в диапазоне 7–9 лет в 1991–2005 гг., когда наблюдается наиболее интенсивное увеличение ТПО при положительных аномалиях АМО.

Обращает на себя внимание сдвиг диапазонов высокой согласованности между ТПО западного района и на разрезе «Кольский меридиан» с индексом АМО по всему временному ряду с постепенным сужением диапазона высокой когерентности в сторону более высокочастотных колебаний: 1950–1985 гг. — 8–16 лет, 1986–2000 гг. — 6–8 лет, 2001–2010 гг. — 5–6 лет. Высокая согласованность с АК характерна для западного района и на разрезе «Кольский меридиан». Как и в ситуации с АМО, наблюдается сдвиг высокой когерентности, но в сторону более низкочастотных колебаний: 1950–1970 гг. — 0–4 года, 1975–1990 гг. — 6–9 лет, 1990–2023 гг. — 8–12 лет. Сдвиг высокой когерентности наблюдается и в согласованности ТПО с АД во всех районах, но наиболее выражен в западном и северо-восточном: 1975–2000 гг. — 0–3 года, 2000–2023 гг. — 5–7 лет. Выявление причин сдвигов представляет отдельный интерес для последующего исследования в данном направлении.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.
Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24- 27-00221, https://rscf.ru/project/24-27-00221/.
Competing interests. No conflict of interests.
Funding. The study was supported by the Russian Science Foundation, grant No. 24-27-00221, https://rscf.ru/project/24-27-00221/.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. *WMO Provisional State of the Global Climate 2022. Geneva, WMO. 2022*. URL: https://library.wmo.int/idurl/4/56335 (accessed 22.04.2023).
2. Pörtner H.O., Roberts D.C., Masson-Delmotte V., Zhai P., Tignor M., Poloczanska E., Weyer N.M., editors. *The ocean and cryosphere in a changing climate*. IPCC special report on the ocean and cryosphere in a changing climate; 2019. 765 p.

3. Stroeve J., Notz D. Changing state of Arctic sea ice across all seasons. *Environmental Research Letters*. 2018;13(10):103001. https://doi.org/10.1088/1748-9326/aade56
4. Латонин М.М., Башмачников И.Л., Бобылёв Л.П. Явление арктического усиления и его движущие механизмы. *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2021;13(3):3–19. https://doi.org/10.7868/S2073667320030016

   Latonin M.M., Bashmachnikov I.L., Bobylev L.P. The phenomenon of Arctic amplification and its driving mechanisms. *Fundamental and applied hydrophysics*. 2021;13(3):3–19. (In Russ.). https://doi.org/10.7868/S2073667320030016
5. Gordó-Vilaseca C., Stephenson F., Coll M., Lavin C., Costello M.J. Three decades of increasing fish biodiversity across the northeast Atlantic and the Arctic Ocean. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2023;120(4):e2120869120. https://doi.org/10.1073/pnas.212086912
6. Лис Н.А., Егорова Е.С. Климатическая изменчивость ледовитости Баренцева моря и его отдельных районов. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2022;68(3):234–247. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-234-247

   Lis N.A., Egorova E.S. Climatic variability of the ice extent of the Barents Sea and its individual areas. *Arctic and Antarctic Research*. 2022;68(3):234–247. (In Russ.). https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-234-247
7. Лис Н.А., Чернявская Е.А., Миронов Е.У., Тимохов Л.А., Егорова Е.С. Информативность факторов, формирующих долгопериодные колебания ледовитости отдельных районов Баренцева моря. *Российская Арктика*. 2023;5(2):17–32. https://doi:10.24412/2658-4255-2023-2-17-32.

   Lis N.A., Cherniavskaia E.A., Mironov E.U., Timokhov L.A., Egorova E.S. Informativeness (information-bearing) of factors forming interannual variability of the ice coveren in the Barents Sea and its separate regions. *Russian Arctic*. 2023;5(2):17–32. (In Russ.). doi:10.24412/2658-4255-2023-2-17-32.
8. 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. https://doi.org/10.1038/s41558-018-0205-y
9. 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
10. Mohamed B., Nilsen F., Skogseth R. Interannual and decadal variability of sea surface temperature and sea ice concentration in the Barents Sea. *Remote Sensing*. 2022;14(17):4413. https://doi.org/10.3390/rs14174413
11. Миронов Е.У. *Ледовые условия в Гренландском и Баренцевом морях и их долгосрочный прогноз*. СПб.: ААНИИ; 2004. 320 с.
12. *ERA5 monthly mean data on single (SST) and pressure (SLP) levels from 1940 to present.* URL: https://cds.climate.copernicus.eu/ (accessed 15.03. 2024).
13. Карсаков А.Л., Трофимов А.Г., Ившин В.А., Анциферов М.Ю., Густоев Д.В., Аверкиев А.С. Восстановление данных по температуре воды на разрезе «Кольский меридиан» в 2016–2017 гг. *Труды ВНИРО*. 2018;173:193–206. https://doi:10.36038/2307-3497-2018-173-193-206

    Karsakov A., Trofimov A., Ivshin V., Antsiferov M., Gustoev D., Averkiev A. Restoration of data on water temperature in the Kola Section for 2016-2017. *Trudy VNIRO*. 2018;173:193–206. (In Russ.). https://doi:10.36038/2307-3497-2018-173-193-206
14. Карсаков А.Л., Трофимов А.Г., Анциферов М.Ю., Ившин В.А., Губанищев М.А. *120 лет океанографических наблюдений на разрезе «Кольский меридиан»*. Мурманск: ПИНРО им. Н.М. Книповича; 2022. 146 с.

15. Thompson D.W.J., Wallace J.M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical research letters*. 1998;25(9):1297–1300. https://doi.org/10.1029/98GL00950
16. *AO index, obtained by projecting the AO loading pattern to the daily anomaly 1000 millibar height field over 20° N–90° N latitude*. URL: https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/ao/ (accessed 02.05.2024).
17. Watanabe E., Wang J., Sumi A., Hasumi H. Arctic dipole anomaly and its contribution to sea ice export from the Arctic Ocean in the 20th century. *Geophysical research letters*. 2006;33(23):L23703. https://doi.org/10.1029/2006GL028112
18. Polyakov I.V., Ingvaldsen R.B., Pnyushkov A.V., Bhatt U.S., Francis J.A., Janout M., Kwok R., Skagseth Ø. Fluctuating Atlantic inflows modulate Arctic atlantification. *Science*. 2023;381(6661):972–979. https://doi.org/10.1126/science.adh5158
19. Wang S., Su J. Numerical simulation of the effects of arctic dipole atmospheric circulation on arctic sea ice. *Clim. Change Res. Lett*. 2019;8:503–515. https://doi.org/10.12677/ccrl.2019.84055
20. Schlesinger M.E., Ramankutty N. An oscillation in the global climate system of period 65–70 years. *Nature*. 1994;367(6465):723–726. https://doi.org/10.1038/367723a0
21. *AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation) Index. Climate Timeseries starting at 1948 to Jan 2023*. URL: www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/ (accessed 02.05.2024).
22. Гордеева С.М. *Практикум по дисциплине «Статистические методы обработки и анализа гидрометеорологической информации»*. СПб.: РГГМУ; 2010. 74 с.
23. Grinsted A., Moore J.C., Jevrejeva S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear processes in geophysics.* 2004;11(5/6):561–566. https://doi.org/10.5194/npg-11-561-2004
24. *R packages on CRAN and Bioconductor*. URL: www.rdocumentation.org/ (accessed 10.06.2024).
25. Трофимов А.Г., Карсаков А.Л., Ившин В.А. Изменения климата в Баренцевом море на протяжении последнего полувека. *Труды ВНИРО*. 2018;173:79–91.

    Trofimov A.G., Karsakov A.L., Ivshin V.A. Climate changes in the Barents Sea over the last half century. *Trudy VNIRO*. 2018; 173: 79–91. (In Russ.)
26. Иванов В.В., Алексеенков Г.А. Атмосферная циркуляция и развитие атмосферных процессов в морской Арктике. В: И.М. Ашик (ред.). *Моря российской Арктики в современных климатических условиях*. СПб.: ААНИИ; 2021. С. 20–35.
27. Byshev V.I., Neiman V.G., Anisimov M.V., Gusev A.V., Serykh I.V., Sidorova A.N., Figurkin A.L., Anisimov I.M. Multi-decadal oscillations of the ocean active upper-layer heat content. *Pure and Applied Geophysics*. 2017;174:2863–2878. https://doi.org/10.1007/s00024-017-1557-3
28. *Lee H., Romero J., editors. IPCC, 2023: Climate Change 2023: Synthesis Report, Summary for Policymakers. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. IPCC; 2023. 34 p. https://doi: 10.59327/IPCC/AR6-9789291691647.001
29. Никифоров Е.Г., Шпайхер А.О. *Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана*. Л.: Гидрометеоиздат; 1980. 269 с.
30. Гирс А.А., Кондратович К.В. *Методы долгосрочных прогнозов погоды: Учебное пособие*. Л.: Гидрометеоиздат; 1978. 344 с.
31. Савичев А.И., Мироничева Н.П., Цепелев В.Ю. Особенности колебаний атмосферной циркуляции в Атлантико-Евразийском секторе полушария за последние десятилетия. *Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета.* 2015;39:120–131.

    Savichev A.I., Mironicheva N.P., Tsepelev V.Yu. Features of atmospheric circulation fluctuations in the Atlantic-Eurasian sector of the hemisphere over the past decades. *Proceedings of the Russiaqn State Hydrometeorological University*. 2015;39:120–131. (In Russ.)

32. Rossi A., Massei N., Laignel B. A synthesis of the time-scale variability of commonly used climate indices using continuous wavelet transform. *Global and Planetary Change*. 2011;78(1–2):1–13. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.04.008

33. Васильев Д.Ю., Бабков О.К., Кочеткова Е.С., Семенов В.А. Вейвлет и кросс-вейвлет анализ сумм атмосферных осадков и приповерхностной температуры на Европейской территории России. *Известия Российской академии наук. Серия географическая*. 2017;6:63–77. https://doi.org/10.7868/S0373244417060068

Vasilyev D.Yu., Babkov O.K., Kochetkova E.S., Semenov V.A. Wavelet and cross-wavelet analysis of precipitation and surface temperature in the European territory of Russia. *News of the Russian Academy of Sciences. Geographical series*. 2017;6:63–77. (In Russ.). https://doi.org/10.7868/S0373244417060068

34. Демин В.И., Священников П.Н., Иванов Б.В. Изменения крупномасштабной циркуляции атмосферы и современное потепление климата на Кольском полуострове. *Вестник Кольского научного центра РАН*. 2014;2(17):101–105.

Demin V.I., Priestnikov P.N., Ivanov B.V. Changes in large-scale atmospheric circulation and modern climate warming on the Kola Peninsula. *Bulletin of the Kola Scientific Center of the Russian Academy of Sciences*. 2014;2(17):101–105. (In Russ.)

35. Wu B., Wang J., Walsh J.E. Dipole anomaly in the winter Arctic atmosphere and its association with sea ice motion. *Journal of Climate*. 2006;19(2):210–225. https://doi.org/10.1175/JCLI3619.1

ПРИЛОЖЕНИЕ

Пространственное распределение индекса АД представлено на рис. 6*а*.

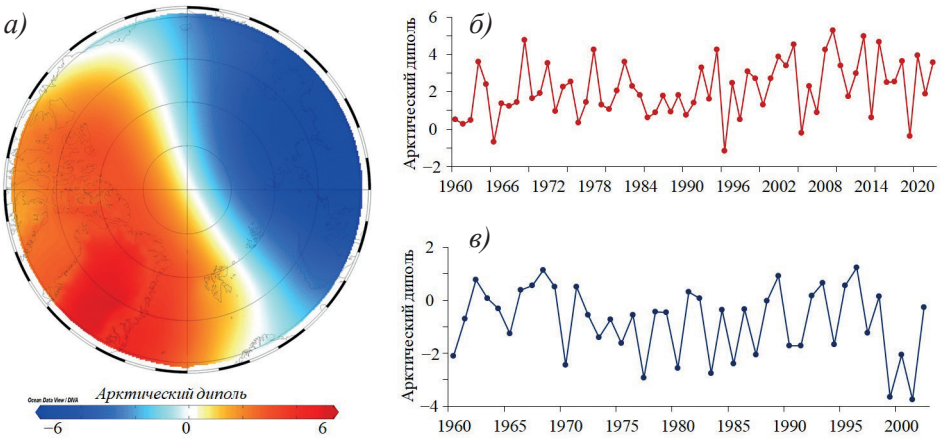

Рис. 6. Индекс арктического диполя: *а)* распределение в пространстве; межгодовые изменения *б)* за апрель–июнь в период 1960–2022 гг.; *в)* за октябрь–март в период 1960–2000 гг.

Fig. 6. Arctic dipole index: *а)* space distribution; interannual variability *б)* for April–June of 1960–2022; *в)* for October–March in the period of 1960–2000

Область отрицательных значений АД располагается над морями Российского шельфа, область положительных значений — над Гренландией и Арктическим Канадским архипелагом. Данное распределение соответствует результатам, опубликованными в работе [18]. Для сравнения полученных значений индекса со значениями,

приведенными в других публикациях, на рис. 6 представлены межгодовые изменения АД за апрель–июнь в период 1960–2022 гг. и за октябрь–март в период 1960–2000 гг.

В работе [18] разложение по естественным ортогональным функциям выполнялось от 60° с. ш. за период 1979–2021 гг. с апреля по июль, что может являться причиной некоторых отклонений в результатах. В 1965, 1990–1993, 1998, 2000, 2014, 2016, 2021 гг. отмечается незначительное занижение, а в 1968, 1985–1986, 1989, 2006, 2008, 2011 гг. — завышение результатов относительно приведенных в [18]. В работе [35] разложение по естественным ортогональным функциям выполнялось от 70° с. ш. за период 1960–2002 гг. с октября по март. В 1962, 1999 гг. отмечается незначительное занижение, а в 1977–1978, 1985, 1997 гг. — завышение результатов относительно работы [35].

В целом межгодовые изменения АД, полученные в результате наших расчетов, очень близки к результатам, представленным в работах других авторов.

Оригинальная статья / Original paper
https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-295-309
УДК 532.591; 551.326.1

Апробация сейсмоакустического метода мониторинга параметров ледяного покрова на архипелаге Земля Франца-Иосифа

Д.А. Преснов[1]✉, А.Б. Тимофеева[2]

[1] *ФГБУН Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*

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

✉*presnov@physics.msu.ru*

ДАП, 0000-0002-1856-7131; АБТ, 0000-0002-0566-6149

Аннотация. В работе проанализированы данные натурного сейсмоакустического эксперимента с многоканальной группой геофонов, размещенных на припайном льду острова Александры архипелага Земля Франца-Иосифа, в рамках комплексной экспедиции Русского географического общества. Продемонстрирована принципиальная возможность использования изгибно-гравитационных волн, распространяющихся в плавучем ледяном покрове, для оценки его характеристик, как в активном режиме, так и путем анализа естественных шумов. Результаты восстановления параметров льда, полученные неразрушающим образом с использованием сейсмоакустических волн и усредненные вдоль протяженных профилей, сопоставлены с данными прямых контактных измерений.

Ключевые слова: изгибно-гравитационные волны, Земля Франца-Иосифа, сейсмоакустика, толщина морского льда, фоновый шум

Для цитирования: Преснов Д.А., Тимофеева А.Б. Апробация сейсмоакустического метода мониторинга параметров ледяного покрова на архипелаге Земля Франца-Иосифа. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2024;70(3):295–309. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-295-309

Поступила 16.04.2024 **После переработки 28.06.2024** **Принята 01.07.2024**

Field trial of a seismoacoustic method for ice cover parameters monitoring on the Franz Josef Land archipelago

Dmitriy A. Presnov[1]✉, Anna B. Timofeeva[2]

[1] *Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

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

✉*presnov@physics.msu.ru*

DAP, 0000-0002-1856-7131; ABT, 0000-0002-0566-6149

Abstract. Among the physical parameters of the freezing seas ice cover, ice thickness is of key importance, and its measurement is one of the most important tasks. The increased interest in the state of the sea ice cover as an indicator of global climatic changes, as well as the growth of comprehensive development of the Arctic shelf has caused intensive development of technical and methodological bases for ice observations. Despite the great variety of approaches to ice thickness estimation, all of them are not without weaknesses. Thus, most contact methods imply direct human presence, which significantly complicates the procedure, taking into account, among other factors, the rough weather conditions of the Arctic. Remote methods depend on weather conditions and cannot always provide high spatial resolution. In this connection, it is promising to use satellite observations coupled with the results of autonomous "ground" measurements, which can be seismoacoustic data containing information on the characteristics of elastic waves propagating in the ice-covered sea, is promising. The purpose of this work is to experimentally test a new passive method for monitoring ice cover parameters along long profiles based on the analysis of natural seismoacoustic fields. The article analyzes the data of a full-scale seismoacoustic experiment with a multichannel group of geophones placed on the floating ice of Alexandra Island in the Franz Josef Land archipelago within the framework of a complex expedition of the Russian Geographical Society. The demonstrates that it is in principle possible to use flexural-gravity waves propagating in the floating ice to estimate its characteristics, both in the active mode and by analyzing the ambient noise, is demonstrated. The results of ice parameter reconstruction obtained in a nondestructive manner using seismoacoustic waves and averaged over long profiles are compared with the data of direct contact measurements. This can be further used for monitoring seasonal and multiyear variability of sea ice thickness of freezing seas, including shelf zones.

Keywords: ambient noise, flexural-gravity, Franz Josef Land, sea ice thickness, seismoacoustics

For citation: Presnov D.A., Timofeeva A.B. Field trial of a seismoacoustic method for ice cover parameters monitoring on the Franz Josef Land archipelago. *Arctic and Antarctic Research*. 2024;70(3):295–309. (In Russ.). https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-295-309

Received 16.04.2024 **Revised 28.06.2024** **Accepted 01.07.2024**

Введение

Среди физических параметров ледяного покрова замерзающих водоемов ключевое значение имеет толщина льда, а ее измерение является одной из наиболее важных задач. Повышенный интерес к состоянию морского ледяного покрова как индикатора глобальных климатических изменений, а также рост всестороннего освоения арктического шельфа стал причиной интенсивного развития технических и методических основ для ледовых наблюдений. В наши дни разработаны и широко используются в практике ледовых исследований несколько методов [1]: 1) бурение льда; 2) методы эхолокации с использованием сонаров на подледных буях и лодках; 3) электромагнитные методы с использованием радиолокаторов на летательных аппаратах; 4) визуальные и телевизионные наблюдения с борта судов и ледоколов, осуществляющих ледовое плавание. Несмотря на большое разнообразие подходов к оценке толщины льда, все они не лишены недостатков. Так, большинство контактных методов подразумевают непосредственное присутствие человека, что существенно усложняет процедуру, учитывая в том числе суровые погодные условия Арктики. Дистанционные методы зависят от погодных условий и не всегда могут обеспечить высокое пространственное разрешение. В связи с этим перспективным является совместное использование спутниковых наблюдений и результатов автономных «наземных» измерений, в качестве которых могут выступать сейсмоакустические данные, содержащие информацию о характеристиках упругих волн, распространяющихся в море, покрытом льдом.

Известно, что скорость сейсмоакустических волн в плавучем ледяном покрове зависит как от упругих параметров льда, так и от толщины ледяного покрова [2], что позволяет разрабатывать схемы оценки характеристик льда вдоль протяженных профилей неразрушающим методом. В частности, применяя в качестве излучателя установку сбрасываемого груза, а в качестве приемников по меньшей мере два трехкомпонентных геофона, возможно измерить скорость сейсмоакустических волн и, соответственно, оценить параметры льда вдоль трассы между датчиками [3], длина которой может превосходить сотни метров. В последние годы широкое развитие получили пассивные сейсмические и акустические технологии [4], когда в качестве источника информации о среде используются естественные шумы. Это позволяет значительно упростить техническую сторону исследований толщины льда: отказаться от мощных излучателей и вообще от присутствия человека на льду. В этом случае сейсмоакустические данные могут собираться автономными дрейфующими станциями [5, 6] и при условии оперативной обработки позволят отслеживать изменения характеристик льда. Это в дальнейшем может быть использовано для оценки сезонной и многолетней изменчивости толщины морского льда замерзающих морей, в том числе в шельфовых зонах. Целью настоящей работы является экспериментальная проверка нового пассивного метода мониторинга параметров ледяного покрова вдоль протяженных трасс, основанного на анализе естественных сейсмоакустических полей.

Теоретические основы

Заметим, что блестящие перспективы использования упругих волн, регистрируемых сейсмометрами и наклономерами в условиях ледяного покрова, хорошо известны [7]. Это подтверждается многочисленными экспериментами в Арктике [8–10], в которых была показана возможность определения параметров волнового процесса по данным установленных на льду датчиков, однако задача определения толщины льда ранее не решалась. В отличие от известных подходов, где для локальных измерений используются резонансные свойства структур [11] или волны, проникающие в весь объем среды, в частности ультразвуковые волны [12], в настоящем исследовании рассматриваются нормальные волны — распространяющиеся вдоль границы раздела сред. В условиях покрытого льдом океана такие волны могут распространяться на десятки километров и, следовательно, формируют поле естественных шумов на льду, а значит, могут применяться для дистанционных исследований.

Для теоретического описания сейсмоакустических волн, распространяющихся в плавучем ледяном покрове, можно воспользоваться простой математической моделью в виде упругой пластины толщины h, лежащей на жидком основании, глубина которого H превосходит длину волны λ ($H/\lambda >> 1$). В дальнейшем плотность жидкости и скорость акустических волн в ней предполагаются известными и равными $\rho_0 = 1000$ кг/м^3, $c_0 = 1500$ м/с соответственно. Главной особенностью модели с такой геометрией является наличие дисперсии, то есть зависимость скорости волны от частоты, которая определяется уравнением (см., например, уравнение (22.6) в [13]):

$$Dk^4 + \rho_0 g - \rho h \omega^2 - \frac{\rho_0 \omega^2}{\sqrt{k^2 - k_0^2}} = 0\,, \qquad (1)$$

где $k = \omega/c$, $k_0 = \omega_0/c_0$ — волновое число; c — фазовая скорость; $g = 9{,}8$ м/с^2 — ускорение свободного падения; $\omega = 2\pi f$ — циклическая частота; ρ — плотность ледяной

пластины; $D = Eh^3/12(1 - \mu^2)$ — цилиндрическая жесткость ледяной пластины, где E, μ — модуль Юнга и коэффициент Пуассона. Волны, описываемые дисперсионным уравнением (1), принято называть изгибно-гравитационными, так как их свойства определяются совместным действием силы тяжести и сил упругости со стороны плавающего ледяного покрова. Отметим, что в отечественной литературе по механике льда принято использовать другое выражение для изгибно-гравитационных волн, не учитывающее сжимаемость жидкости ($c_0 \to \infty$), которое справедливо для низких частот ($\omega \to 0$). Кроме того, в [2] получено выражение для случая мелкого моря, когда необходимо принимать во внимание параметры донных осадков. Как следует из уравнения (1), в силу упругих свойств льда волновые характеристики изгибно-гравитационных волн определяются толщиной ледяного покрова, а также коэффициентом цилиндрической жесткости. Важность таких волн обусловлена их ролью в механике льда и, особенно, способностью разрушать ледяные поля [7]. Аналитическая связь между фазовыми скоростями волн и характеристиками льда в виде дисперсионного уравнения (1) позволяет решить прямую задачу расчета модельных частотных зависимостей фазовых скоростей $c(f)$ в зависимости от параметров льда h, ρ, E и μ. Решение прямой задачи, в свою очередь, используется для восстановления характеристик льда за счет выбора тех их значений, которые обеспечивают наилучшее совпадение численно рассчитанных и экспериментально измеренных фазовых скоростей в рассматриваемом частотном диапазоне. Таким образом, встает задача экспериментального измерения дисперсии скорости изгибно-гравитационной волны, которая используется для определения параметров льда. В работе [14] было показано, что эта задача может быть решена с использованием пары отдельных широкополосных сейсмометров, установленных на льду. В этом случае упругие характеристики льда являются осредненными по длине базы, то есть по расстоянию между сейсмоприемниками. В отличие от предыдущих работ в настоящем исследовании используется многоканальная группа геофонов, расположенных на льду, что в перспективе позволит восстанавливать площадное распределение характеристик льда в месте установки.

Схема эксперимента

Материалом для данной работы послужили экспериментальные данные, полученные во время непродолжительного полевого выезда в мае 2023 г. на о. Земля Александры архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) в рамках комплексной экспедиции Русского географического общества (РГО). В экспедиции участвовали специалисты РГО, национального парка «Русская Арктика», сотрудники Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН), Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова (ИЗМИРАН), а также Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ). Ученые военным транспортным самолетом Ан-26 были доставлены на аэродром Нагурское на о. Земля Александры и размещены на базе «Омега» национального парка «Русская Арктика». Одна из групп осуществляла изыскания на припае, в том числе этой группой были проведены измерения основных морфометрических характеристик ровного припайного льда и снежного покрова для накопления статистики по данному конкретному локальному району, а также выполнен отбор проб на исследование содержания хлорофилла «А». Вопросам климатических изменений ледовитости и других характеристик морского льда в районе ЗФИ в последние годы

уделяется повышенное внимание [15, 16]. Экспериментальное изучение упругих колебаний ледяного покрова при помощи многоканальной измерительной системы регистрации в столь высоких северных широтах было предпринято впервые.

Основу измерительной системы составляла сейсмическая станция DAQlink4, которая была настроена на функционирование в режиме непрерывного мониторинга с частотой записи 250 Гц, причем синхронизация с мировым временем обеспечивалась GPS-приемником Garmin 16x HVS. К станции был подключен сигнальный кабель, содержащий 24 приемника, расположенных на расстоянии пять метров друг от друга (рис. 1). В качестве приемников использовались вертикальные геофоны GS-ONE LF с собственной частотой 4,5 Гц, чувствительность которых составляет ~100 В/(м/с). Дополнительно для контроля окружающей обстановки применялся видеорегистратор. Приемная система была размещена на припайном льду в акватории бухты Северная о. Земля Александры на расстоянии около 500 м от берега в точке с координатами 80°46'2" с. ш., 47°39'55,2" в. д. Датчики устанавливались таким образом, чтобы сформировать две линейные группы, расположенные под прямым углом, причем одна из групп включала 13 геофонов, а другая 11 (рис. 1 — желтые точки). Соответственно длина каждой из линий составила 60 и 50 метров.

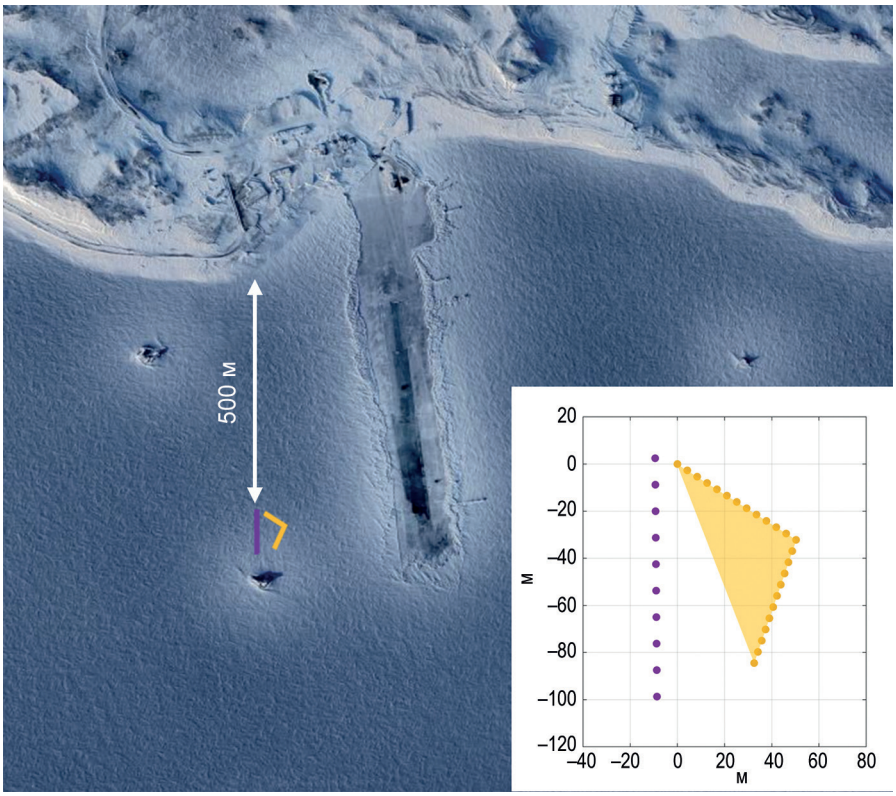

Рис. 1. Место размещения измерительной системы (обозначено желтым цветом) и ледоисследовательского профиля (обозначено фиолетовым цветом) на спутниковом снимке

Fig. 1. Location of the measurement system (yellow) and ice research profile (purple) on the satellite image

Многоканальная линейная расстановка позволяет с высокой точность измерять фазовые скорости волн, обладающих ярко выраженной дисперсией, чего не удается достичь при использовании отдельных датчиков. Кроме того, такая схема наблюдений обеспечивает равномерное азимутальное покрытие для задачи обнаружения источника сигнала. Отметим, что по причине наличия на льду слоя снега толщиной до 20 см, а также воды на контакте льда и снега геофоны устанавливались не прямо в лед, как это было запланировано изначально, а в плотный снег максимально близко к поверхности льда, после чего присыпались снегом. В результате была получена непрерывная запись сейсмоакустических шумов различного происхождения, формирующихся в морском льду. Продолжительность измерений составила 29,5 часов с 01:40 18 мая по 07:10 19 мая местного времени.

Данные и методы

Методом контактного бурения выполнен ледомерный профиль, и осуществлен отбор ледяных кернов. Место работ выбиралось с учетом хозяйственных интересов в данном локальном районе, там, где чаще всего организуется ледовый причал для разгрузки судов, а также с учетом наилучшей пешей доступности при отсутствии возможности использовать снегоход для транспортировки людей и оборудования, приблизительно в 500 м от берега в направлении, перпендикулярном береговой линии. Длина профиля составила 100 м. Замеры морфометрических характеристик производились с шагом 10 м, всего было произведено 10 замеров (рис. 1 — фиолетовые точки). При проведении работ измерялись основные морфометрические характеристики: высота снежного покрова ($H_{сн}$), толщина льда ($H_л$) и превышение поверхности льда над поверхностью воды ($\Delta H_л$). Во время проведения ледомерной съемки при помощи кольцевого бура Черепанова были выпилены ледяные керны диаметром 80 мм. Длина керна, отобранного на профиле, составила 78 см. Керн был использован для исследования физических свойств льда, а в дальнейшем для отбора проб на хлорофилл «А». Непосредственно на льду производился замер температуры льда щупом для построения вертикального профиля по горизонтам через каждые 10 см, средняя температура льда составила ~ –2,5 °С. Керн, распиленный на горизонты по 10 см, был расфасован в пластиковые пакеты. При помощи электронных весов измерялась масса отдельных горизонтов, а для определения объема выполнялись обмеры рулеткой. В результате была оценена зависимость плотности керна льда от глубины, средняя плотность составила $\overline{\rho}$ = 860 ± 20 кг/м^3. В дальнейшем все образцы забирались со льда и растапливались в теплом помещении полностью до жидкой фазы. После того как в теплом помещении лед растаял, была замерена соленость талой воды каждого 10-сантиметрового горизонта керна для построения вертикального профиля солености, средняя соленость составила ~5 ‰.

В районе базы «Омега» в прибрежной части бухты Северная наблюдался достаточно ровный припайный лед, без видимых следов активных динамических процессов в виде крупных наслоений и торошений. Тем не менее под толстым слоем снега ощутимо находились как более ровные, так и торосистые участки, которые, очевидно, сформировались еще на ранних этапах становления припая. В местах интенсивного снегонакопления наблюдалось нарастание льда сверху за счет смачивания нижних слоев снега водой и его замерзания. В зависимости от мощности слоя снежно-водного льда происходили изменения в физических свойствах всего ледяного

покрова в данном месте. Измеренные характеристики физических свойств керна льда подтверждают высказанные выше предположения о неоднородности ледяного покрова. Распределение температуры по толщине льда примерно соответствует линейному, а распределение солености имеет особенность с нестандартным всплеском солености в верхних горизонтах. В зоне видимости находилось несколько обломков и кусков айсбергов, а у берега при выходе на припай обнаруживалась приливная трещина. Измерение превышения поверхности льда над поверхностью воды оказалось затруднительным, поскольку собственно превышение было зафиксировано всего в нескольких точках, в пределах 1–2 см. В остальных случаях наблюдался эффект, при котором из только что пробуренной лунки на поверхность льда бурно вырывалась вода, просачиваясь в окружающий снег. Схема полученных ледовых разрезов по выполненным измерениям приведена на рис. 2, где за нулевую отметку горизонта выбрана верхняя поверхность льда. В дальнейшем мы будем использовать усредненные оценки значений толщины льда $\bar{H}_{л}$ = 0,9 ± 0,12 м и толщины снега $\bar{H}_{сн}$ = 0,32 ± 0,05 м, полученные для начала суток 18 мая.

Сейсмоакустическое поле в плавучей ледяной пластине на частотах до 100 Гц формируется преимущественно тремя типами волн: продольной волной, поляризованной вдоль направления распространения (P), поперечной волной с горизонтальной поляризацией вдоль поверхности пластины (SH) и изгибно-гравитационной волной, существующей на всех частотах. При этом продольная и поперечные волны практически не обладают дисперсией и распространяются со скоростями продольных и поперечных волн в безграничном упругом пространстве. При использовании приемника только вертикальной компоненты упругих колебаний основной вклад в измеряемое поле будет вносить изгибно-гравитационная волна. Типичный вид

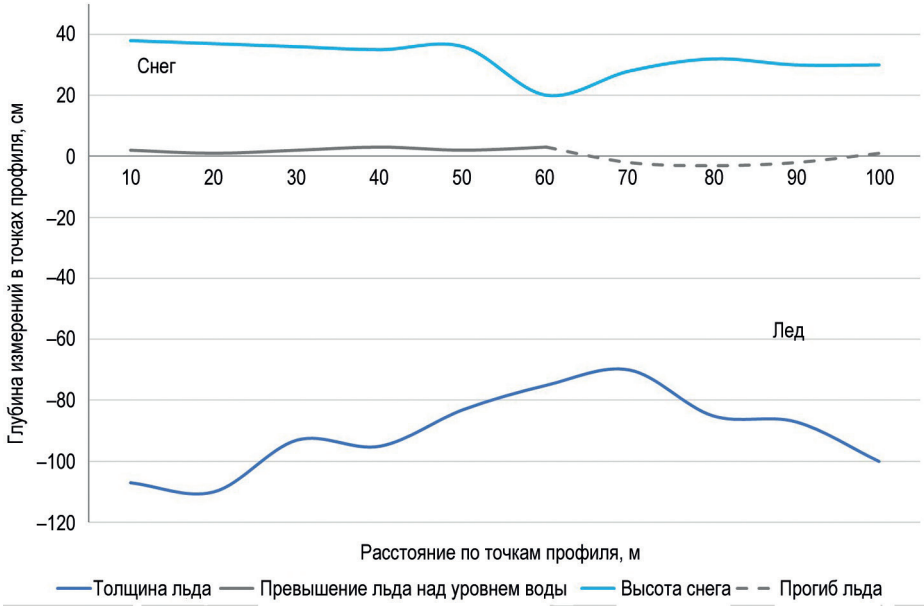

Рис. 2. Полученная прямыми измерениями схема ледоисследовательского профиля

Fig. 2. The scheme of the ice-research profile obtained by direct measurements

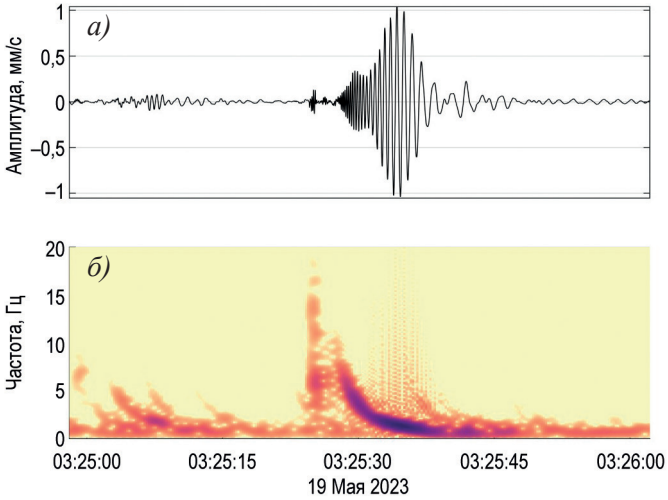

Рис. 3. Зарегистрированная вмороженным геофоном изгибно-гравитационная волна, распространяющаяся в плавучем льду (*а*) и спектрограмма этого сигнала (*б*)

Fig. 3. A flexural-gravity wave propagating in floating ice recorded by a frozen geophone (*a*) and a spectrogram of the signal (*б*)

неизвестного сигнала, зарегистрированного на припайном льду ЗФИ отдельным геофоном, длительностью одна минута представлен на рис. 3*а*, где учтены передаточная характеристика и чувствительность датчика. На нижнем графике рис. 3 показана спектрограмма того же сигнала, рассчитанная при помощи оконного преобразования Фурье. Она позволяет проследить различие во времени пробега отдельных частотных составляющих волнового пакета, темные цвета соответствуют большей интенсивности сигнала. Как можно видеть, по своей форме волна на льду напоминает линейно-частотно-модулированный (ЛЧМ) сигнал, при этом характерной является дисперсионная зависимость скорости, соответствующая изгибно-гравитационной волне, описываемой уравнением (1). В этом случае наблюдается аномальная дисперсия — когда высокочастотные компоненты распространяются быстрее и принимаются датчиком раньше, чем низкочастотные. В отличие от нормальных волн гидроакустического волновода и волн поверхностного типа, которые имеют обратную зависимость дисперсии. По причине увеличения длительности импульса из-за дисперсии скорости в процессе распространения по спектрограмме можно грубо оценить расстояние до источника возмущения, которое в данном случае составило 517 м (что сопоставимо с расстоянием до берега).

Комплексный характер экспедиции РГО подразумевает параллельные исследования несколькими научными группами, что позволило получить данные о температуре воздуха (–3,5 °C) с электронного термометра, установленного внутри корпуса гео-гидроакустического буя [5], функционировавшего на берегу в нескольких километрах от ледового профиля. Отметим, что гео-гидроакустический буй изначально проектировался для применения широкополосного сейсмометра в ледовых условиях. По этой причине представляет интерес сопоставление сигналов, записанных буем и обычным геофоном. На рис. 4 представлена спектральная плотность мощности

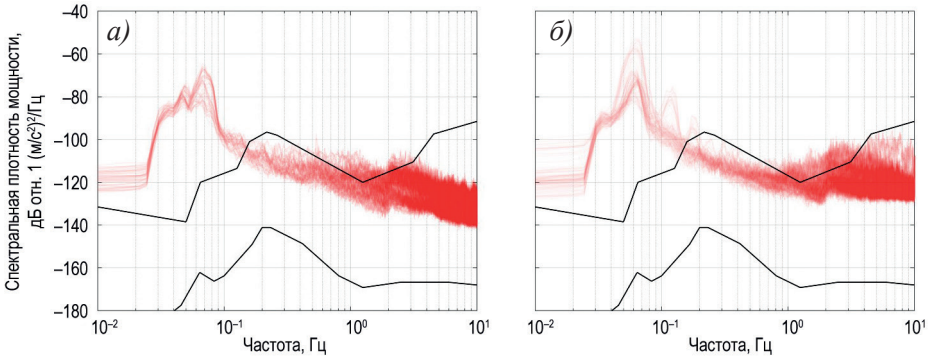

Рис. 4. Сравнение спектральных параметров сейсмоакустического шума в районе ЗФИ, регистрируемого на поверхности льда геофоном (*а*) и широкополосным сейсмометром (*б*), черным цветом показаны модели Петерсона уровней низкого (NLNM) и высокого (NHNM) сейсмического шума

Fig. 4. Comparison of the spectral parameters of seismoacoustic noise in the FJL area recorded on the ice surface by a geophone (*a*) and a broadband seismometer (*б*), the Peterson models of low (NLNM) and high (NHNM) seismic noise levels are shown in black

сейсмоакустического шума, формирующегося в ледяном покрове, который был зарегистрирован в 2023 г. при помощи вертикального геофона (рис. 4*а*) с учетом приборной характеристики и широкополосным сейсмометром (рис. 4*б*) в 2021 г. на льду в заливе Дежнёва в рамках экспедиции РГО на ЗФИ [17]. Для расчета спектральной плотности мощности использовалась вся имеющаяся запись, длительностью ~24 часа, а каждая из кривых на рис. 4 соответствует одному часу. Можно сделать вывод, что в целом спектры шумов демонстрируют сопоставимые значения и, таким образом, низкочастотный геофон не уступает сейсмометру в задаче регистрации интенсивных сейсмоакустических шумов льда. Здесь следует подчеркнуть, что применявшийся геофон обладает чувствительностью, превышающей чувствительность стандартного геофона в 5 раз, но также не требует питания. Это дополнительный фактор, который позволяет восстановить низкочастотный сигнал в области спада амплитудно-частотной характеристики прибора. При этом достаточно высокий уровень фонового шума позволяет перейти к задаче его использования в качестве полезного источника информации о строении среды.

Результаты

На первом этапе исследования рассмотрим активный режим функционирования наледной многоканальной группы. В качестве источника возмущения, генерирующего изгибно-гравитационную волну, может использоваться любое вертикальное воздействие: удар кувалдой, шаги человека и так далее. В общем случае источником такого сигнала могут служить, например, морозобойные удары естественного происхождения, связанные с возникающими в ледяном покрове напряжениями. Для определения параметров ледяной пластины сейсмоакустическим методом с использованием многоканального приема нами применялся специально сгенерированный сигнал — прыжок человека. Для оценки дисперсионной зависимости фазовой скорости использовался метод *f-k* анализа [4], результаты которого представлены

на рис. 5*б*. Можно видеть, что отношение сигнал/шум является достаточным для автоматического пикирования значений фазовой скорости. Белыми точками отмечены выбранные значения скорости $c(f)$ изгибно-гравитационной волны, которые затем будут использоваться для оценки параметров льда на основе уравнения (1). Можно сделать вывод, что ошибка полученных в активном режиме оценок фазовой скорости не превышает 3 % в среднем по рассматриваемому частотному диапазону.

Следующий этап работы — исследование применимости пассивной схемы оценки скорости изгибно-гравитационной волны с использованием многоканального приема. В этом случае в качестве полезного источника сигнала используется фоновый сейсмоакустический шум, сформированный случайными источниками естественного или антропогенного происхождения (например, как на рис. 3). Было показано [4], что взаимно-корреляционная функция сейсмоакустического шума, регистрируемого парой датчиков, при усреднении за длительный период времени может представлять функцию Грина. Тогда вклад в итоговую взаимно-корреляционную функцию будут вносить только источники, расположенные вблизи прямой, соединяющей два приемника, и она будет иметь симметричный относительно нуле-

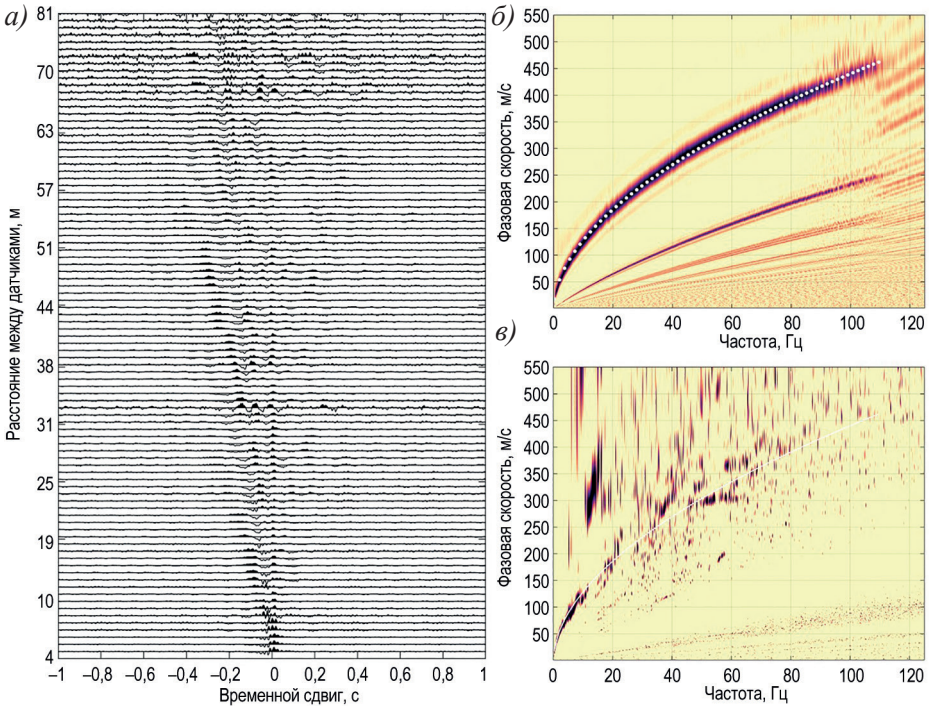

Рис. 5. Сейсмограмма многоканальной группы, полученная в пассивном режиме (*а*) и результат применения к этим данным *f-k* анализа (*в*), белая кривая рассчитана на основе модели льда; дисперсионное изображение, полученное в активном режиме (*б*), белыми точками отмечен результат пикирования изгибно-гравитационной волны

Fig. 5. Seismogram of the multichannel group obtained in the passive mode (*a*) and the result of applying *f-k* analysis to the data (*в*), the white curve is calculated on the basis of the ice model; dispersion image obtained in the active mode (*б*), the white dots indicate the result of flexural-gravity wave picking

вой временной задержки вид, что позволит в конечном счете оценить время пробега между используемой парой датчиков. Такая методика получила название сейсмической интерферометрии, а задача ее применения к данным, зарегистрированным на льду, является достаточно актуальной. При анализе многоканальных данных на предварительном этапе формируется массив всех возможных пар приемников, для которых будет рассчитываться взаимно-корреляционная функция. На основе разработанного подхода вся запись на каждом из датчиков разбивалась на интервалы длительностью 60 секунд, после чего к данным применялись специальные методы цифровой обработки сигналов — амплитудная нормализация и обеление спектра [4], призванные сократить влияние интенсивных локализованных источников, и уже затем вычислялись взаимно-корреляционные функции отдельных интервалов, которые на финальном этапе усреднялись за весь период накопления шумового сигнала. На рис. 5*а* приведен график производной функции взаимной корреляции по данным сейсмоакустического шума, зарегистрированного в течение 30 часов на припайном льду ЗФИ. Максимумы функции взаимной корреляции соответствуют временам пробега между различными парами многоканальной группы, расстояния между которыми считаются известными. Отметим, что в данном случае вид взаимно-корреляционных функций не является симметричным относительно нулевой временной задержки, как это должно быть при изотропном распределении источников шума. Для устранения этой особенности мы добавили фильтрацию отдельных взаимно-корреляционных функций до усреднения с использованием метода сингулярного разложения [18], однако существенных изменений достичь не удалось. Этот результат указывает на то, что источники ледового сейсмоакустического шума располагались в северо-западном направлении, то есть со стороны берега. По полученным данным можно оценить скорость волны, которая формирует шумовое волновое поле. На рис. 5*в* показано дисперсионное изображение, рассчитанное методом *f-k* анализа по всем полученным данным и характеризующее, таким образом, некоторое усредненное по области расстановки геофонов (рис. 1 — желтый треугольник) волновое поле, а следовательно, и среднее строение льда. Черным цветом на рис. 5*в* показана теоретическая зависимость, рассчитанная с параметрами модели, полученными в результате инверсии активных экспериментальных данных. Как можно видеть, приемлемые для определения скорости изгибно-гравитационной волны области наблюдаются лишь в частотном диапазоне до 20 Гц. Причиной такого ограничения частотного диапазона может быть как относительно слабый уровень естественного шума на высоких частотах, что не позволяет воспринимать его геофоном, так и понижение длины волны, что приводит к тому, что на ее скорость оказывают влияние локальные неоднородности, вариации которых в пределах обширной расстановки (рис. 1 — желтый треугольник) многоканальной группы могут быть значительными.

Полученные в активном и пассивном режимах значения фазовой скорости $c(f)$ использовались для решения обратной задачи, в основе которой лежит минимизация функционала невязки между экспериментальной и расчетной дисперсионными кривыми скорости, который вычислялся стандартным образом как евклидова норма $\|c_{эксп}(f_i) - c(f_i;\ h,\ \rho,\ E,\ \mu)\|$, где $c_{эксп}(f_i)$ — фазовая скорость, полученная по экспериментальным данным; $c(f_i;\ h,\ \rho,\ E,\ \mu)$ — результаты численного моделирования на основе уравнения (1), которые зависят от искомых параметров льда h, ρ, E, μ; f_i — дискретизированные значения частот. В качестве метода решения обратной задачи

использовался алгоритм, разработанный нами для инверсии групповой скорости [14], получаемой в результате анализа данных отдельных пар датчиков. В случае использования фазовых скоростей, как в настоящей работе, задача несколько упрощается, так как снимается неоднозначность расчетной модельной групповой скорости из дисперсионного уравнения. При этом, так как c нельзя выразить из дисперсионного уравнения (1) аналитически, искать решение приходится в неявной форме, используя, например, стандартные итерационные методы, что требует дополнительных временных затрат. Альтернативным вариантом является аппроксимация дисперсионного уравнения (1) для изгибно-гравитационных волн простой степенной зависимостью вида $c \sim (fh)^{1/2}$, однако этот вопрос требует дальнейшего исследования.

Для оценки параметров ледяного покрова применялась стохастическая инверсия и, в частности, алгоритм Метрополиса–Гастингса, который позволяет покрыть достаточно большое пространство неизвестных параметров с минимальной априорной информацией о модели. Первым этапом решения обратной задачи является параметризация модели среды — то есть выбор параметров, подлежащих оценке, и задание множества возможных значений с целью ограничения области поиска решения. На основе данных литературных источников [12, 19] были определены диапазоны изменений параметров льда h, ρ, E, μ, которые наблюдались при натурных исследованиях. Алгоритм запускался параллельно для шести различных начальных точек, выбранных случайным образом для контроля сходимости метода решения обратной задачи. Для изучения пространства возможных моделей генерировалась выборка, содержащая 5000·6 реализаций подходящих моделей. Таким образом, был получен обширный набор параметров модели h, ρ, E, μ, удовлетворительно описывающий входные данные, в качестве которых использовались экспериментально измеренные дисперсионные кривые фазовой скорости изгибно-гравитационной волны $c(f)$ в активном и пассивном режимах. Полученная выборка значений h, ρ, E, μ позволяет оценить не только оптимальные параметры, но и ошибки их определения (см. таблицу).

Результаты оценки характеристик льда сейсмоакустическим методом показывают удовлетворительную точность восстановления для всех параметров, которая составила около 25 % в обоих режимах. Сравнение с данными ледоисследовательского профиля (рис. 3) показывает, что восстановленное сейсмоакустическим методом значение толщины льда согласуется с истинной средней толщиной. По-видимому, ледяной покров в районе проведения полевых работ являлся существенно неоднородным, в результате чего на расстоянии порядка 20 м (рис. 1) от ледоисследовательского

Таблица

Результаты определения параметров припайного льда ЗФИ сейсмоакустическим методом

Table

Results of estimating FJL landfast ice parameters using the seismoacoustic method

Параметры льда	Истинные значения	Активный режим	Пассивный режим
Толщина, h, м	0,9 ± 0,12	0,76 ± 0,2	0,78 ± 0,18
Плотность, ρ, кг/м^3	860 ± 20	893 ± 100	795 ± 106
Модуль Юнга, E, ГПа	–	3,5 ± 2,9	4,1 ± 2,4
Коэффициент Пуассона, μ	–	0,34 ± 0,02	0,34 ± 0,02

профиля со средней толщиной 0,9 м была определена средняя толщина 0,8 м. При этом необходимо учитывать, что параметры льда, определенные в активном режиме, относятся только к первой половине многоканальной группы, тогда как данные пассивного режима являются усредненными по всей области установки (рис. 1 — желтый треугольник). Отметим, что в качестве входных дынных при пассивном режиме использовалась дисперсионная кривая только до частоты 20 Гц, обладающая удовлетворительным для автоматического выделения отношением сигнал/шум. Представляет интерес изучение возможности оценки площадного распределения параметров льда по данным многоканальной группы томографическим методом, когда в качестве входных данных используются времена пробега волн между отдельными парами, однако это исследование выходит за рамки настоящей работы.

Заключение

Применение многоканальной группы геофонов на льду бухты Северная острова Земля Александры архипелага Земля Франца-Иосифа в рамках комплексной экспедиции Русского географического общества позволило продемонстрировать работоспособность сейсмоакустического метода мониторинга параметров ледяного покрова в условиях Арктики, как в активном, так и в пассивном режимах. Полученные неразрушающим способом оценки толщины льда в пределах ошибок согласуются с результатами прямых контактных измерений и удовлетворяют литературным данным. Показано, что данные, полученные на льду с не требующих электропитания геофонов, в низкочастотной области не уступают широкополосным сейсмометрам. К перспективам дальнейших исследований авторы относят сокращение необходимого времени накопления шумового сигнала за счет оптимизации методов обработки и расширение анализируемого в пассивном режиме частотного диапазона за счет усиления сигнала с геофонов. Развиваемая технология мониторинга физических параметров ледяного покрова в автономном — не требующем участия человека — режиме представляется достаточно перспективной, в особенности для применения в крайне суровых условиях Арктики.

Конфликт интересов. Авторы не имеют конфликта интересов.

Финансирование. Данная работа была поддержана Российским научным фондом, грант № 22-77-00067.

Благодарности. Авторы признательны участникам экспедиции Р.А. Жосткову, Р.Н. Вакарчуку, А.Н. Овсюченко и И.В. Прокоповичу за помощь в проведении работ и ценные обсуждения, а также выражают благодарность сотрудникам национального парка «Русская Арктика», департаменту экспедиционной деятельности РГО и лично Сергею Анатольевичу Чечулину за поддержку и помощь в организации полевых исследований в высоких широтах Арктики.

Competing interests. The authors declare no conflict of interest.

Funding. This research was funded by Russian Science Foundation, grant number 22-77-00067.

Acknowledgments. The authors are grateful to the expedition participants R. Zhostkov, R. Vakarchuk, A. Ovsyuchenko and I. Prokopovich for their assistance in conducting the fieldwork and valuable discussions, and also express their gratitude to the staff of the Russian Arctic National Park, the Department of Expeditionary Activities of the Russian Geographical Society and personally to Sergey Anatolievich Chechulin for support and assistance in organizing field research in the high latitudes of the Arctic.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. Алексеева Т.А., Фролов С.В., Сероветников С.С. Обзор методов и основных результатов измерения толщины морского льда в Арктике. *Российская Арктика*. 2021;1(12):33–49. https://doi.org/10.24412/2658-4255-2021-1-33-49

Alekseeva T.A., Frolov S.V., Serovetnikov S.S. Review of methods and main results of sea ice thickness measurements in the Arctic. *Russian Arctic*. 2021;1(12):33–49. (In Russ.). https://doi.org/10.24412/2658-4255-2021-1-33-49

2. Собисевич А.Л., Преснов Д.А., Собисевич Л.Е., Шуруп А.С. О локализации геологических отдельностей арктического шельфа на основе анализа модовой структуры сейсмоакустических полей. *Доклады Академии наук*. 2018;479(1):80–83. https://doi.org/10.7868/S0869565218070198

   Sobisevich A.L., Presnov D.A., Sobisevich L.E., Shurup A.S. Localization of geological inhomogeneities on the arctic shelf by analysis of the seismoacoustic wave field mode structure. *Doklady Earth Sciences*. 2018;479:355–357. https://doi.org/10.1134/S1028334X18030108

3. Stein P.J., Euerle S.E., Parinella J.C. Inversion of pack ice elastic wave data to obtain ice physical properties. *J. Geophys. Res*. 1998;103(C10):21783–21793. https://doi.org/10.1029/98JC01269

4. Тихоцкий С.А., Преснов Д.А., Собисевич А.Л., Шуруп А.С. Использование низкочастотных шумов в пассивной сейсмоакустической томографии дна океана. *Акустический журнал*. 2021;67(1):107–116. https://doi.org/10.31857/S0320791921010056

   Tikhotskii S.A., Presnov D.A., Sobisevich A.L., Shurup A.S. The use of low-frequency noise in passive seismoacoustic tomography of the ocean floor. *Acoust. Phys*. 2021;67:91–99. https://doi.org/10.1134/S106377102101005X

5. Собисевич А.Л., Преснов Д.А., Агафонов В.М., Собисевич Л.Е. Вмораживаемый автономный геогидроакустический буй нового поколения. *Наука и технологические разработки*. 2018; 97(1):25–34. https://static.ifz.ru/10.21455/std2018.1-3

6. Krylov A.A., Novikov M.A., Kovachev S.A., Roginskiy K.A., Ilinsky D.A., Ganzha O.Y., Ivanov V.N., Timashkevich G.K., Samylina O.S., Lobkovsky L.I., Semiletov I.P. Features of seismological observations in the Arctic Seas. *Journal of Marine Science and Engineering*. 2023; 11(12):2221. https://doi.org/10.3390/jmse11122221

7. Музылев С.В. Волны в океане под ледяным покровом: основы теории и модельные задачи. В: А.В. Фролов, Ю.Д. Реснянский (ред.) *Современные проблемы динамики океана и атмосферы: Сборник статей, посвященный 100-летию со дня рождения проф. П.С. Линейкина*. Гидрометцентр России. М.: ТРИАДА ЛТД; 2010. С. 315–346.

8. 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;66(3):321–336. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-321-336

   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. *Arctic and Antarctic Research*. 2020;66(3):321–336. (In Russ.). https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-321-336

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;66(2):162–179. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-2-162-179

   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. *Arctic and Antarctic Research*. 2020; 66(2):162–179. (In Russ.). https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-2-162-179

10. Яковлев А.В., Ковалев С.М., Шиманчук Е.В., Шиманчук Е.В., Нюбом А.А. Сеть сейсмических станций, установленная на дрейфующих льдах: эксперимент на севере Баренцева моря. *Доклады Российской академии наук*. *Науки о Земле.* 2021;496(2):158–163. https://doi.org/10.31857/S2686739721020213

Jakovlev A.V., Kovalev S.M., Shimanchuk E.V., Nubom A.A. Seismic network on drifted ice floes: a case study in north Barents Sea. *Doklady Earth Sciences*. 2021;496(2):155–159. https://doi.org/10.1134/S1028334X21020215

11. Федин К.В., Колесников Ю.И., Нгомайезве Л. Определение толщины льда по стоячим волнам. *Процессы в геосредах*. 2019;22(4):528–533.

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

13. Хейсин Д.Е. *Динамика ледяного покрова*. Л.: Гидрометеоиздат; 1967. 216 с.

14. Преснов Д.А., Собисевич А.Л., Шуруп А.С. Определение параметров ледового покрова с помощью сейсмоакустического шума. *Акустический журнал*. 2023;69(5):637–651. https://doi.org/10.31857/S0320791923600385

    Presnov D.A., Sobisevich, A.L., Shurup A.S. Determination of ice cover parameters using seismoacoustic noise. *Acoust. Phys*. 2023;69:725–737. https://doi.org/10.1134/S1063771023600341

15. Матишов Г.Г., Жичкин А.П. Современные тенденции изменения ледовитости в районе архипелага Земля Франца-Иосифа. *Доклады Академии наук*. 2017;472(6):708–711. https://doi.org/10.7868/S0869565217060226

    Matishov G.G., Zhichkin A.P. Current trends of ice coverage changes in the Franz Josef Land Archipelago area. *Doklady Earth Sciences*. 2017;472(2):248–251. https://doi.org/10.1134/S1028334X17020283.

16. Шапкин Б.С., Рубченя А.В., Иванов Б.В., Ревина А.Д., Богрянцев М.В. Многолетние изменения ледовитости в районе архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. *Лед и снег*. 2021;61(1):128–136. https://doi.org/10.31857/S2076673421010076

    Shapkin B.S., Rubchenia A.V., Ivanov B.V., Revina A.D., Bogryantsev M.V. Long-term changes in ice coverage in the area of the Svalbard (Spitsbergen) and Franz Josef Land archipelagos. *Ice and Snow*. 2021;61(1):128–136. (In Russ.). https://doi.org/10.31857/S2076673421010076

17. *Стартовала комплексная экспедиция РГО на архипелаг Земля Франца-Иосифа*. URL: https://ifz.ru/novosti/ruslan-zhostkov-kompleksnaya-ekspedicziya-rgo-na-arxipelag-zemlya-francza-iosifa (accessed 21.06.2024).

18. Moreau L., Stehly L., Boué P., Lu Y., Larose E., Campillo M. Improving ambient noise correlation functions with an SVD-based Wiener filter. *Geophysical Journal International*. 2017;211(1):418–426. https://doi.org/10.1093/gji/ggx306

19. Смирнов В.Н., Миронов Е.У. Исследования прочности, морфометрии и динамики льда в инженерных задачах при освоении шельфа в замерзающих морях. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2010;85(2):5–15.

    Smirnov V.N., Mironov Ye.U. Investigations of strength, morphometry and dynamics of ice in engineer's tasks at development of shelf in freezing seas. *Problemy Arktiki i Antarktiki = Arctic and Antarctic Reseach*. 2010;85(2):5–15. (In Russ.)

Оригинальная статья / Original paper
https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-310-322
УДК 551.46

Относительные вклады теплообмена на границе моря и атмосферы и адвективного переноса тепла в повышение температуры вод Баренцева моря в начале XXI в.

А.А. Сумкина[1]✉, А.В. Смирнов[2], К.К. Кивва[1], В.В. Иванов[2,3]

[1] *ФГБНУ «Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии», Москва, Россия*

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

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

✉*sumkina@vniro.ru*

ААС, 0000-0003-1007-2115; АВС, 0000-0003-3231-7283; ККК, 0000-0001-8100-8095; ВВИ 0000-0003-2569-6027

Аннотация. С начала 2000-х гг. существенно увеличилась среднегодовая температура воды в Баренцевом море (БМ). Основной вклад в формирование термического режима БМ вносят адвективный перенос тепла из соседних акваторий и теплообмен через поверхность. В работе по данным атмосферного и океанского реанализов оценены относительные вклады этих процессов в изменение средней температуры воды БМ на временном интервале 1993–2018 гг. Рассчитан средний годовой баланс тепла БМ (с учетом затрат тепла на таяние льда), показавший преобладание среднегодового поступления тепла за счет адвекции над теплоотдачей с поверхности моря. В рамках упрощенной боксовой модели БМ получено, что, согласно данным реанализов, избыточное поступление адвективного тепла обеспечило повышение температуры воды БМ с 1993 по 2018 г. со средней скоростью 0,28 °С/год.

Ключевые слова: адвекция в океане, Баренцево море, взаимодействие океана и атмосферы, изменение климата, ледяной покров, реанализ, Северный Ледовитый океан, тепловой баланс

Для цитирования: Сумкина А.А., Смирнов А.В., Кивва К.К., Иванов В.В. Относительные вклады теплообмена на границе моря и атмосферы и адвективного переноса тепла в повышение температуры вод Баренцева моря в начале XXI в. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2024;70(3):310–322. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-310-322

Поступила 10.07.2024 **После переработки 21.08.2024** **Принята 30.08.2024**

Relative contribution of the ocean-air heat exchange and advective heat transport to the increase of the Barents Sea water temperature in the early 21st century

Alexandra A. Sumkina[1]✉, Alexander V. Smirnov[2], Kirill K. Kivva[1], Vladimir V. Ivanov[2,3]

[1] *Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia*

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

[3] *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

✉*sumkina@vniro.ru*

AAS, 0000-0003-1007-2115; AVS, 0000-0003-3231-7283; KKK, 0000-0001-8100-8095; VVI, 0000-0003-2569-6027

Abstract. The annual water temperature in the major water masses of the Barents Sea (BS) has significantly increased since the early 2000s. Advective heat transport from the neighboring water areas and heat exchange through the sea surface are the major factors, which shape the hydrological conditions in the BS. The paper estimates the contributions of heat exchange at the sea-atmosphere boundary and advective heat transport to changes in the average water temperature of the BS for the entire sea area. The average annual heat balance of the BS is calculated using atmospheric and oceanic reanalysis data. The change in the average temperature of the BS water is estimated taking into account the heat consumption for ice melting. The average surface heat balance from 1993 to 2018 was negative throughout the entire sea area: –70…–100 W/m^2 in the south and –10…–20 W/m^2 in the north. The advective heat supply was calculated for 9 straits with neighboring water areas. The determining source of advective heat is the influx of Atlantic waters from the Norwegian Sea between Cape Nordkapp and Bear Island. An average of 40.8 TW of advective heat is supplied through this margin. The calculations showed the predominance of annual heat influx due to advection over heat loss from the sea surface. This excess heat influx resulted in an estimated increase in the water temperature of the BS from 1993 to 2018 at a rate of 0.28 °C per year (taking into account the heat consumption for ice melting). In conclusion, it can be argued that the analysis has validated the hypothesis proposed in the article about compensation of heat losses from the surface of the BS by advective heat flow. The hypothesis is quantitatively confirmed by calculations on a simple box model (with an accuracy of up to an order of magnitude) based on atmospheric and oceanic reanalysis data. The ERA5 and GLORYS12V1 reanalysis data reliably describe the basic patterns of observed variability of ocean, sea ice and atmospheric parameters in the Barents Sea.

Keywords: Arctic Ocean, Barents Sea, climate change, heat balance, oceanic advection, ocean-air interaction, reanalysis, sea ice

For citation: Sumkina A.A., Smirnov A.V., Kivva K.K., Ivanov V.V. Relative contribution of the ocean-air heat exchange and advective heat transport to the increase of the Barents Sea water temperature in the early 21st century. *Arctic and Antarctic Research*. 2024;70(3):310–322. (In Russ.). https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-310-322

Received 10.07.2024 **Revised 21.08.2024** **Accepted 30.08.2024**

Введение

С начала XXI в. в Баренцевом море (БМ) наблюдаются значительные изменения гидрологического и ледового режимов [1–4]. К наиболее явным показателям происходящих перемен, регистрируемым в данных прямых и дистанционных наблюдений, можно отнести: сокращение площади ледяного покрова, положительные аномалии температуры поверхности моря (ТПМ) и приземной температуры воздуха (ПТВ), а также повышение температуры промежуточных и глубинных вод [5, 6]. Среднегодовая температура поверхности моря с начала 1980-х гг. на разрезе «Кольский меридиан» увеличивается на 0,04 °C в год, а площадь, занимаемая атлантическими водами (АВ), возрастает на 4,0 тыс. км^2 в год. В то же время средняя ледовитость моря сокращается на 0,6 % в год, а площадь, занимаемая водами арктического происхождения, — на 6,5 тыс. км^2 в год [7]. В исследовании [8] показано, что за 60 лет (с 1958 по 2017 г.) температура воды в Баренцевом море росла со средней скоростью 0,2–0,4 °C за 10 лет.

Согласно классической теории [9], в субполярных морях, к которым относится БМ, теплоотдача с поверхности моря в холодный период года преобладает над нагревом в теплый период. Возникающий при этом дефицит тепла компенсируется горизонтальной адвекцией тепла течениями [10, 11]. Таким образом, гидрологические и ледовые условия БМ определяются двумя факторами: теплообменом на поверхности моря и адвекцией.

В БМ основным адвективным источником тепла является сопредельное Норвежское море, через которое идет мощный поток теплых и соленых вод атлантического происхождения [12, 13]. Несмотря на многочисленные публикации, затрагивающие различные аспекты современных изменений гидрологического и ледового режима БМ [14], вопрос об относительном вкладе в наблюдаемые изменения указанных выше ключевых процессов остается дискуссионным. Например, в модельном исследовании [15] сделан вывод, что межгодовые колебания площади морского льда в период с 1948 по 2007 г. в значительной степени контролировались аномальным адвективным переносом тепла через западную границу БМ, при котором на 10 ТВт избыточного тепла приходилось уменьшение площади льда на 70×10^3 км^2. Иная точка зрения изложена в статье [16], где сокращение ледяного покрова и, как следствие, повышение ТПМ объясняется усилением турбулентного потока тепла через морскую поверхность. Противоположные выводы содержатся в статье [17], в которой описано повышение ПТВ в БМ в зимний сезон за счет возрастания интенсивности меридионального переноса тепла и влаги из более низких широт, приводящего к уменьшению турбулентных потоков тепла из моря в атмосферу зимой в БМ.

В данной работе предпринята попытка оценить относительные вклады теплообмена на границе моря и атмосферы и адвективного переноса тепла в изменение температуры вод в рамках простой боксовой модели, в которой по данным атмосферного и океанского реанализов рассчитывается средний годовой баланс тепла БМ и на его основе оценивается изменение средней температуры вод БМ с учетом затрат тепла на таяние льда.

Изменение суммарного годового баланса тепла на поверхности

Для расчета суммарного годового теплового баланса (ТБ) на поверхности БМ были использованы ежечасные значения потоков тепла на поверхности моря из атмосферного реанализа Европейского центра по среднесрочному прогнозированию погоды ERA5 (Европейский реанализ, версия 5) [18] с горизонтальным разрешением 0,25°×0,25° на временном интервале с 1993 по 2019 г. ТБ поверхности моря рассчитывался как сумма потоков поглощенной коротковолновой радиации, исходящей и нисходящей длинноволновой радиации, явного и скрытого турбулентного потоков тепла. Перед проведением расчетов исходные данные осреднялись посуточно, а результирующий ТБ сглаживался 31-суточным скользящим средним для удаления временной изменчивости с масштабом менее одного месяца.

Согласно выполненным расчетам, средний годовой ТБ на поверхности БМ с 1993 по 2018 г. отрицателен на всей акватории моря (рис. 1*а*): в теплый период года к поверхности моря поступает в 1,5–2 раза меньше тепла, чем отдается с поверхности моря в холодный период.

Абсолютный максимум средней теплоотдачи за 26 лет отмечается в юго-западной части моря (от –90 до –110 Вт/м^2), куда поступает основной поток теплых атлантических вод из Норвежского моря. Положительная температура поверхности моря в течение всего года за счет теплого Нордкапского течения (1…8 °С) и низкая температура приземного воздуха, характерная для арктических морей, а также вы-

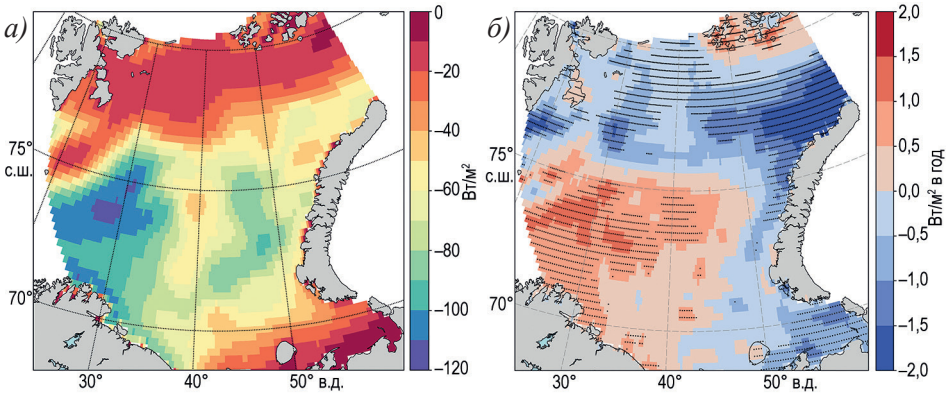

Рис. 1. Средний годовой ТБ на поверхности БМ с 1993 по 2018 г. (*а*); коэффициент линейного тренда ТБ с 1993 по 2018 г. (*б*). Точками показаны узлы со статистически значимым коэффициентом линейного тренда ($p < 0,05$)

Fig. 1. The average annual heat balance in the BS from 1993 to 2018 (*a*); linear trend of heat balance from 1993 to 2018 (*б*). Statistically significant values of the linear trend ($p < 0,05$) are marked with dots

сокая повторяемость скорости ветра больше 11–15 м/с [19] приводят к усилению теплоотдачи в этом районе. Южная часть БМ выделяется как регион с большой повторяемостью холодных вторжений [20, 21]. Адвекция холодного воздуха на теплую поверхность ведет к возрастанию и усилению теплоотдачи.

В северной и северо-восточной частях моря, где наблюдается сезонный морской лед, средний ТБ за 26 лет минимален по абсолютной величине и составляет от –10 до –30 Вт/м^2. Это объясняется тем, что в поверхностном слое вод в этой части моря преобладают арктические воды, характеризующиеся относительно низкой ТПМ, малым диапазоном ее сезонных изменений (–1,8...2 °С), а также наличием сплоченного морского льда в течение большей части года.

Высокие абсолютные значения среднего ТБ за исследуемый период (от –70 до –90 Вт/м^2) отмечаются в районе Центрального желоба, что объясняется теплым Новоземельским течением в этом районе. В районе Центральной банки (75° с. ш., 38° в. д.) абсолютные величины среднего ТБ значительно ниже (от –40 до –60 Вт/м^2), чем в описанных выше районах моря. Относительно низкие абсолютные значения ТБ объясняются холодным Центральным течением и формированием в этом районе холодных уплотненных вод в зимний сезон [7].

Коэффициент линейного тренда (КЛТ) для среднегодового теплового баланса в северной и северо-восточной частях БМ отрицателен, что указывает на то, что теплоотдача с течением времени возрастает на 0,5…1,2 Вт/м^2 в год. Ранее было показано, что в этой части моря разница между ПТВ и ТПМ в зимний сезон увеличивается [22], что приводит к усилению интенсивности теплообмена на поверхности моря. В этой же части моря наблюдается смещение сроков освобождения акватории ото льда на существенно более ранние сроки [23, 24] и, как следствие, уменьшение длительности ледового периода. Ранее лед препятствовал теплообмену между морем и атмосферой. Поэтому в условиях сокращения ледовитости в северо-восточной части теплоотдача из моря в атмосферу может возрастать. В работе [25] отмечается отсутствие многолетнего выраженного тренда экстремальных скоростей ветра с 1981

по 2010 г. над Баренцевым морем. Поэтому скорость ветра практически не влияет на выявленное возрастание теплоотдачи. Однако в работе [26] отмечается увеличение скорости течений. В исследовании показано, что атмосферный Арктический диполь (АД), связанный с антициклоническими ветрами над Северной Америкой и циклоническими ветрами над Евразией, регулирует потоки из Северной Атлантики через северные моря. Чередующиеся фазы АД создают «переключающий механизм». С 2007 по 2021 г. этот «переключающий механизм» привел к росту скорости течений через западную границу Баренцева моря.

В южной и юго-западной части моря среднегодовая теплоотдача, наоборот, уменьшается на 0,5…1,2 Вт/м^2 в год. В этой части моря разница между ПТВ и ТПМ уменьшается [22], следовательно, и теплоотдача будет от года к году становиться меньше. В работе [22] показано наличие статистически значимого положительного тренда разности между ПТВ и ТПМ для большинства месяцев года. Он наиболее выражен в северной и северо-восточной частях моря, в южной части тренд отрицательный или близок нулю. Статистически значимые величины линейного тренда разности между ПТВ и ТПМ наблюдаются в зимние месяцы в северной и северо-восточной частях моря, а также в некоторые месяцы в западной части. Ледяной покров здесь отсутствует, поэтому факторы, связанные со льдом, влиять не могут.

Изменение адвективного баланса тепла

Для расчета адвективного баланса тепла БМ были использованы данные океанского реанализа GLORYS12V1 [27]. Значения температуры воды, солености, скорости и направления течений выбирались на вертикальных разрезах, пересекающих проливы между БМ и сопредельными водными акваториями (рис. 2). Временная дискретность данных составила 1 сутки, временной интервал — с 1993 по 2018 г.

Расчет адвективного переноса тепла через отдельные разрезы выполнялся в соответствии с алгоритмом, приведенным в статье [23]. Адвективный поток тепла рассчитан как произведение аномалии температуры, скорости течения, плотности воды и теплоемкости при постоянном давлении. Для каждого узла отдельного разреза это произведение интегрировалось по вертикали, чтобы получить суммарный поток тепла и соли через разрез. В качестве референсного значения использовалась среднегодовая температура водной толщи БМ, рассчитанная по данным реанализа (от 1,7 до 1,9 °С в зависимости от года).

Рассчитано поступление адвективного тепла для 9 разрезов (рис. 2). Определяющим источником адвективного тепла является поступление атлантических вод из Норвежского моря между м. Нордкап и о. Медвежий (разрез BSO1). Согласно выполненным расчетам, океаническая адвекция через этот разрез на порядок превышает потоки через другие границы моря.

В среднем через разрез BSO1 ежегодно поступает 40,8 ТВт адвективного тепла (рис. 3). В исследуемый отрезок времени линейный тренд адвективного потока тепла через разрез BSO1 составил 0,14 ТВт в год.

Адвективный поток, проходящий через разрез BSO2, в среднем за 26 лет составил 1,3 ТВт (таблица). Вклад потока тепла через разрез BSO2 увеличивался на 0,006 ТВт в год. Увеличение океанического притока тепла через данные разрезы объясняется механизмом положительной обратной связи в системе океан–атмосфера в Баренцевом море [28]. На увеличение притока тепла в БМ через разрезы BSO1–BSO2 влияет усиление юго-западных ветров в западной части моря [29]. Усиление

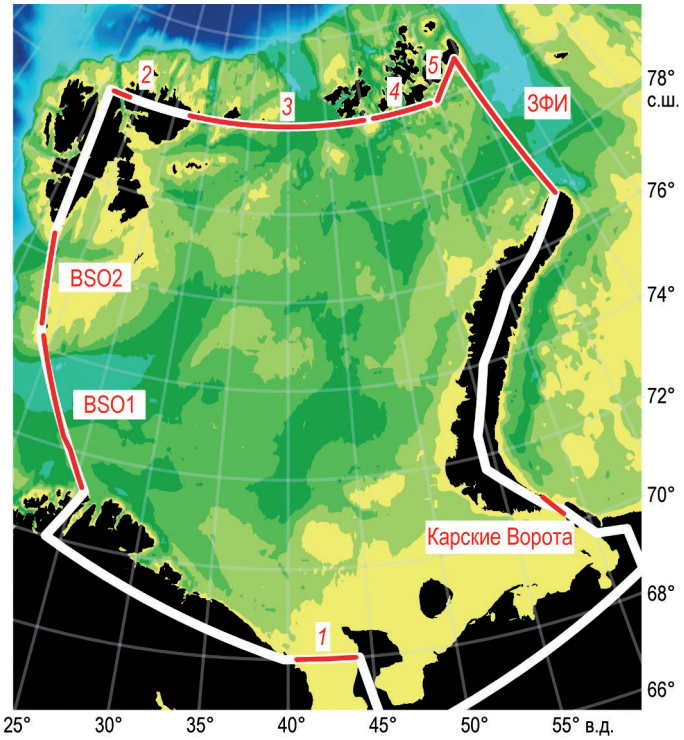

Рис. 2. Пространственное положение разрезов (*1*, *2*, *3*, *4*, *5*, BSO1, BSO2, ЗФИ, Карские Ворота) на границах Баренцева моря, через которые рассчитывались адвективные потоки тепла

Fig. 2. Spatial position of the sections (*1*, *2*, *3*, *4*, *5*, BSO1, BSO2, ЗФИ, Карские Ворота) on the borders of the Barents Sea through which advective heat transport was calculated

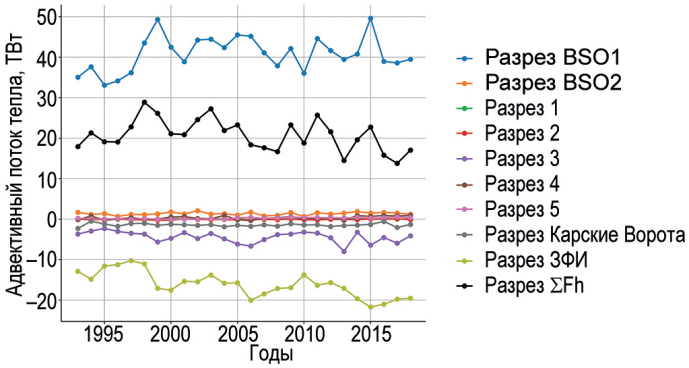

Рис. 3. Среднегодовая адвекция тепла через проливы, соединяющие Баренцево море с соседними морскими акваториями, с 1993 по 2018 г. по данным реанализа GLORIS12V1. Черным цветом показан суммарный адвективный тепловой баланс Баренцева моря

Fig. 3. Average annual advection of heat through the Barents Sea boundaries according to the GLORIS12V1 reanalysis. The total advective heat balance of the Barents Sea is shown in black

Таблица

Статистические характеристики основных адвективных потоков тепла и суммарного адвективного теплового баланса Баренцева моря (∑Fh)

Table

Statistical characteristics of the main advective heat fluxes and the total advective heat balance of the Barents Sea (∑Fh)

Характеристики	BSO1	BSO2	разрез 3	разрез ЗФИ	$\sum F_h$
Коэффициент линейного тренда	0,14 ТВт в год	0,006 ТВт в год	−0,06 ТВт в год	−0,32 ТВт в год	−0,26 ТВт в год
Уровень значимости	0,21	0,45	0,033	0,00005	0,053
Среднее	40,8 ТВт	1,3 ТВт	–4,4 ТВт	−14,3 ТВт	20,7 ТВт
Среднеквадратическое отклонение	0,11	0,009	0,03	0,05	0,09

юго-западных ветров происходит вследствие уменьшения площади ледяного покрова и, как следствие, увеличения площади района с интенсивным теплообменом на поверхности моря. За счет этого в нижней тропосфере усиливается циклоническая завихренность, которая увеличивает градиент давления между Шпицбергеном и северной частью Норвежского побережья, что и усиливает юго-западные ветра в западной части БМ. Среднегодовые скорости течения через разрезы BSO1–BSO2 в 2007–2021 гг. увеличились на 5 % и уменьшились на 15 % в проливе Фрама относительно 1992–2006 гг. [26].

Через разрез ЗФИ наблюдается поток тепла, который вносит основной отрицательный вклад в адвективный баланс тепла БМ. Поток тепла через разрез ЗФИ составляет в среднем −14,3 ТВт. Отток тепла через данный разрез увеличивался на 0,32 ТВт в год. Усиление скорости течений через разрезы BSO1-BSO2 в 2007–2021 гг. привело к увеличению переноса через разрез ЗФИ на 23 % [26]. Весомый отрицательный поток тепла наблюдается через разрез 3, в среднем он составляет –4,4 ТВт ежегодно, тренд не наблюдается. Несмотря на увеличение отрицательного океанического потока тепла через разрез ЗФИ, суммарный адвективный тепловой баланс моря сохраняется положительным. Средний суммарный адвективный тепловой баланс Баренцева моря составляет 20,7 ТВт и уменьшается на 0,26 ТВт в год.

Как уже указывалось выше, температурный режим моря определяется адвекцией вод из соседних морей и теплообменом между морем и атмосферой. Из рис. 4 видно, что суммарный адвективный тепловой баланс значительно превышает годовой тепловой баланс поверхности. Средний по всей площади моря годовой ТБ поверхности изменялся в интервале от –5 до –10 ТВт (среднее многолетнее значение −7,2 ТВт). То есть, по нашим данным, БМ в среднем теряет 7,2 ТВт в год за счет теплообмена на границе море–атмосфера. Среднегодовая теплоотдача с поверхности моря увеличивается с интенсивностью 0,02 ТВт в год.

Разница между суммарным адвективным потоком тепла и суммарным тепловым балансом поверхности (по модулю) становится меньше со скоростью 0,2 ТВт в год и в большей степени за счет уменьшения адвективного потока тепла. Выраженный отрицательный тренд адвективного потока тепла в БМ отмечается с 2010 г. При этом преобладание количества тепла, переносимого течениями, над теплоотдачей с поверхности моря сохраняется [29, 30]. Адвективное тепло эффективно теряется

за счет интенсивного теплообмена между атмосферой и океаном в границах Баренцева моря. Однако его приходит настолько много, что оно приводит и к увеличению теплоотдачи, и к наблюдаемому повышению температуры вод.

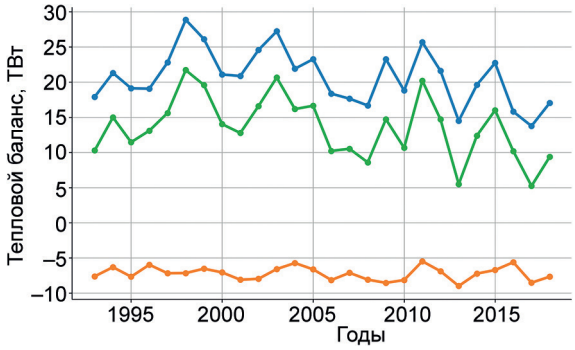

Рис. 4. Среднегодовой суммарный адвективный тепловой баланс (синяя линия); среднегодовой суммарный тепловой баланс поверхности (оранжевая линия); разница между суммарным адвективным тепловым балансом и суммарным тепловым балансом поверхности, взятым по модулю (зеленая линия)

Fig. 4. The average annual total advective heat balance (blue line); the average annual total heat balance of the surface (orange line); the difference between the total advective heat balance and the total heat balance of the surface taken modulo (green line)

Оценка изменения средней температуры вод Баренцева моря

Для оценки изменений средней температуры воды БМ была применена простая боксовая модель, описываемая уравнением (1):

$$\overline{Q}_a + \overline{Q}_s = \overline{Q}_{tot}, \quad (1)$$

где $\overline{Q}_a$ — среднегодовой адвективный тепловой баланс Баренцева моря, Вт; $\overline{Q}_s$ — среднегодовой тепловой баланс поверхности Баренцева моря, Вт; $\overline{Q}_{tot}$ — среднегодовой суммарный тепловой баланс Баренцева моря, Вт.

Подставляя $\overline{Q}_a$ и $\overline{Q}_s$, получаем значение среднегодового суммарного теплового баланса Баренцева моря на временном интервале 1993–2018 гг.: $13{,}5 \cdot 10^{12}$ Вт = 13,5 ТВт. Нормирование этого значения на площадь поверхности БМ ($S = 1{,}424 \cdot 10^6$ км^2 [31]), дает среднегодовое поступление тепла к объему воды единичной площади от поверхности до дна:

$$\overline{Q}^*_{tot} = \frac{\overline{Q}_{tot}}{S} = 9{,}5 \text{ Вт/м}^2. \quad (2)$$

Это избыточное тепло тратится на нагрев воды и таяние льда:

$$\overline{Q}^*_{tot} = \overline{Q}^*_T + \overline{Q}^*_i, \quad (3)$$

$$\overline{Q}^*_T = \rho c_p H \frac{\Delta T}{\Delta t}, \quad (4)$$

$$\overline{Q}_i^* = \rho_i L \frac{\Delta h}{\Delta t}, \qquad (5)$$

где $\overline{Q}_T^*$ — компонента суммарного теплового баланса, обеспечивающая изменение температуры воды, Вт/м^2; $\overline{Q}_i^*$ — компонента суммарного теплового баланса, обеспечивающая фазовые переходы, Вт/м^2; c_p = 3,99·10^3 Дж/кг/К — удельная теплоемкость морской воды при атмосферном давлении, нулевой температуре и солености 35 епс [32]; ρ = 1027,5 кг/м^3 — средняя плотность морской воды; ρ_i = 920 кг/м^3 — средняя плотность морского льда [33]; L = 2,97·10^5 Дж/кг — удельная теплота плавления морского льда при солености 10 епс [34]; H = 230 м — средняя глубина БМ [31]; $\Delta T/\Delta t$ — скорость изменения температуры воды; $\Delta h/\Delta t$ — скорость нарастания/таяния льда. Из формул (4) и (5) получаются соотношения для расчета годовых изменений средней толщины льда (6) и средней температуры воды (7):

$$\Delta \overline{h}_{year} = \frac{\gamma \overline{Q}_{tot}^*}{\rho_i L} \delta t, \qquad (6)$$

$$\Delta \overline{T}_{year} = \frac{(1-\gamma)\overline{Q}_{tot}^*}{\rho c_p H} \delta t, \qquad (7)$$

где $\Delta \overline{h}_{year}$ — среднее изменение толщины льда за год; $\Delta \overline{T}_{year}$ — среднее изменение температуры воды за год; γ — часть суммарного теплового баланса, которая расходуется на таяние льда; δt = 3,536·10^7 – 1 год (в секундах).

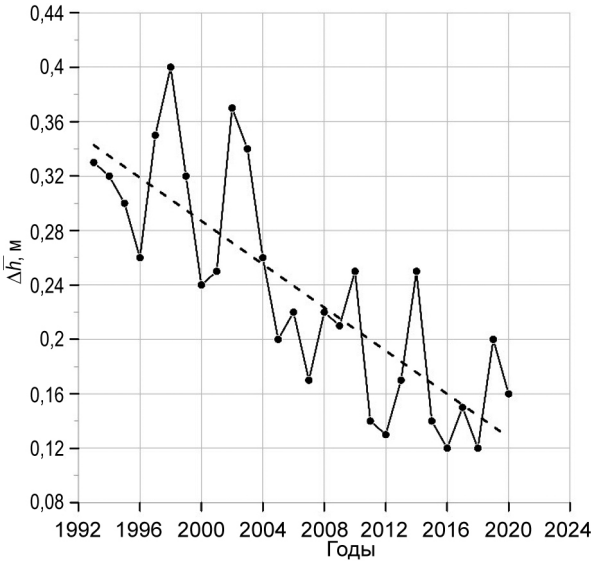

Рис. 5. Расчетное изменение средней толщины льда, стаявшего в течение года на акватории Баренцева моря по данным реанализа GLORYS12V1

Fig. 5. Calculated change in the average thickness of ice that melted during the year in the Barents Sea according to the GLORYS12V1 reanalysis

Величина γ была оценена по среднему изменению толщины льда на всей акватории БМ за год ($\Delta\overline{h}_{year}$) на временном интервале 1993–2018 по данным реанализа GLORYS12V1 [27]. Для этого в каждом узле расчетной сетки реанализа определялась разность максимальной и минимальной среднемесячной толщины льда за каждый год рассматриваемого временного интервала. После этого вычислялось значение $\Delta\overline{h}_{year}$ с учетом зависимости площади ячейки расчетной сетки от географической широты. Результаты расчета пред-ставлены на рисунке 5.

Подстановка среднего значения $\Delta\overline{h}_{year}$ = 0,23 м в формулу (6) дает величину γ = 0,18, что позволяет оценить возрастание средней температуры БМ по формуле (7) в 0,28 °С/год.

Обсуждение и выводы

Согласно представленным в данной статье и других публикациях [35] результатам, в последние 20–25 лет наблюдается возрастание зимней теплоотдачи с поверхности БМ в холодный сезон, что ведет к возрастанию по абсолютной величине среднего годового (отрицательного) теплового баланса поверхности моря. Вероятными причинами этого являются сокращение площади ледяного покрова и повышение температуры поступающих из Норвежского моря вод атлантического происхождения. Обе указанные тенденции способствуют усилению турбулентного потока тепла из моря в атмосферу в холодный сезон, когда температура поверхности моря больше температуры приземного слоя воздуха. В то же время, согласно данным прямых измерений, средняя годовая температура воды во всех основных водных массах БМ существенно повысилась между 2000 и 2016 гг. [1]. Причиной такого расхождения предположительно является возрастание адвективного поступления тепла, которое не только полностью компенсирует уменьшение температуры воды вследствие возрастания теплоотдачи через поверхность моря, но и обеспечивает наблюдаемое повышение температуры воды.

Для количественной проверки этой гипотезы была применена упрощенная боксовая модель БМ, в которой по данным атмосферного и океанского реанализов был рассчитан средний годовой баланс тепла БМ и на его основе оценено изменение средней температуры воды с учетом затрат тепла на таяние льда. Выполненные расчеты показали превышение удельного (отнесенного к объему воды единичной площади от поверхности до дна) среднегодового поступления тепла за счет адвекции над теплоотдачей с поверхности моря на 9,5 Вт/м^2. С учетом затрат тепла на среднегодовое таяние льда (18 %), это избыточное поступление тепла обеспечило расчетное повышение температуры воды БМ с 1993 по 2018 г. со скоростью 0,28°С/год, или 7 °С за 26 лет. Полученное значение достаточно велико, и возникает вопрос, насколько оно адекватно реальности, тем более с учетом того, что оно получено не по данным измерений, а по данным атмосферного и океанского реанализов.

В статье [1] была выполнена оценка изменений средней температуры в северо-западной части БМ (77–79° с. ш., 25–45° в. д.) для трех выделенных по вертикали водных масс: поверхностной (0–30 м), промежуточной арктической (30–120 м) и атлантической (120–250 м). Согласно представленным в [1: fig. 2*a*, *b*, *c*] графикам, с 2000 по 2016 г. возрастание температуры вод в поверхностном слое составило 2 °С, в промежуточном — 4 °С и в атлантическом — 1,5 °С. Таким образом, средневзвешенное (с учетом толщины слоев) повышение температуры вод БМ в дан-

ном районе составило 2,46 °C за 16 лет, что соответствует скорости потепления 0,15 °C/год. Полученная в данной статье величина потепления превышает значение из статьи [1] почти в 2 раза. Несмотря на это, на наш взгляд, подобное расхождение не является критичным, поскольку, во-первых, тенденции потепления по натурным данным и по данным реанализов совпадают. Во-вторых, результаты, полученные в [1], относятся к сравнительно небольшому району в северо-западной части БМ, тогда как наиболее значимые изменения состояния ледяного покрова и связанные с этим изменения температуры вод произошли в северо-восточной части моря [6].

В заключение можно сделать вывод, что предложенная в данной статье гипотеза — о компенсации теплопотерь с поверхности БМ адвективным потоком тепла — справедлива и количественно подтверждается расчетами на простой боксовой модели (с точностью до порядка величины) по данным атмосферного и океанского реанализов. Необходимо также отметить, что, хотя данные реанализов ERA5 и GLORYS12V1 адекватно описывают базовые закономерности наблюдаемой изменчивости параметров океана, морского льда и атмосферы в Баренцевом море, применение этих данных без привязки к данным прямых наблюдений не гарантирует получения реальных значений гидрометеорологических параметров и производных от этих параметров характеристик.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.
Финансирование. Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ 24-17-00041.

Competing interests. The authors declare no conflict of interest.
Funding. The study was supported by the Russian Science Foundation grant 24-17-00041.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. 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. https://doi.org/10.1038/s41558-018-0205-y
2. Arthun M., Onarheim I.H., Dörr J., Eldevik T. The seasonal and regional transition to an ice-free Arctic. *Geophysical Research Letters*. 2021;48(1):e2020GL090825. https://doi.org/10.1029/2020GL090825
3. Иванов В.В., Архипкин В.С., Лемешко Е.М., Мысленков С.А., Смирнов А.В., Суркова Г.В., Тузов Ф.К., Чечин Д.Г., Шестакова А.А. Изменение гидрологических условий в Баренцевом море как индикатор климатических трендов в евразийской Арктике в 21-м веке. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр*. 2022;1:13–25.

   Ivanov V.V., Arkhipkin V.S., Lemeshko Ye.M., Myslenkov S.A., Smirnov A.V., Surkova G.V., Tuzov F.K., Chechin D.G., Shestakova A.A. Changes in hydrometeorological conditions in the Barents Sea as an indicator of climatic trends in the Eurasian Arctic in the 21st century. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5, Geografiya = Lomonosov Geography Journal.* 2022;(1):13–25. (In Russ.)
4. Moore F.C., Lacasse K., MachK. J., Shin Y.A., Gross L.J., Beckage B. Determinants of emissions pathways in the coupled climate–social system. *Nature*. 2022;603(7899):103–111. https://doi.org/10.1038/s41586-022-04423-8
5. Skagseth Ø., Eldevik T., Årthun M., Asbjørnsen H., Lien V.S., Smedsrud L.H. Reduced efficiency of the Barents Sea cooling machine. *Nature Climate Change*. 2020;10(7):661–666. https://doi.org/10.1038/s41558-020-0772-6
6. Ivanov V.V., Tuzov F.K. Formation of dense water dome over the Central Bank under conditions of reduced ice cover in the Barents Sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2021;175:103590. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2021.103590

7. Трофимов А.Г. Современные тенденции изменения океанографических условий Баренцева моря. *Труды ВНИРО*. 2021;186:101–118. htpps://doi.org/10.36038/2307-3497-2021-186-101-118

   Trofimov A.G. Current trends in changes in oceanographic conditions of the Barents Sea. *Trudy VNIRO.* 2021;186:101–118. (In Russ.). htpps://doi.org/10.36038/2307-3497-2021-186-101-118

8. Серых И.В., Костяной А.Г. О климатических изменениях температуры Баренцева моря и их возможных причинах. В кн.: А.П. Лисицын (ред.) *Система Баренцева моря*. М.: ГЕОС; 2021. С. 166–179.

9. Будыко М.И. *Тепловой баланс земной поверхности*. Л.: Гидрометеоиздат;1956. 256 с.

10. Ашик И.М. (ред.). *Моря Российской Арктики в современных климатических условия*х. СПб.: ААНИИ; 2021. 360 с.

11. Ожигин В.К., Ившин В.А., Трофимов А.Г., Карсаков А.Л., Анциферов М.Т. (ред). *Воды Баренцева моря: структура, циркуляция, изменчивость*. Мурманск: Изд-во ПИНРО; 2016. 260 с.

12. Никифоров Е.Г., Шпайхер А.О. *Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана*. Л.: Гидрометеоиздат; 1980. 270 с.

13. 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

14. Dörr J.S., Årthun M., EldevikT., Madonna E. Mechanisms of regional winter sea-ice variability in a warming Arctic. *Journal of Climate*. 2021;34(21):8635–8653. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-21-0149.1

15. Årthun M., Eldevik T., Smedsrud L.H., Skagseth Ø., Ingvaldsen R.B. Quantifying the influence of Atlantic heat on Barents Sea ice variability and retreat. *Journal of Climate*. 2012;25(13):4736–4743. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00466.1

16. Sorokina S.A., Li C., Wettstein J.J., Kvamstø N.G. Observed atmospheric coupling between Barents Sea ice and the warm Arctic cold-Siberian anomaly pattern. *Journal of Climate*. 2016;29(2):495–511. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0046.1

17. Cai Z., Yoy Q., Chen H.W., Zhang R., Chen D., Chen J., Kang S., Cohen J. Amplified wintertime Barents Sea warming linked to intensified Barents oscillation. *Environmental Research Letters*. 2022;17(4):044068. https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac5bb3

18. *ERA5 reanalysis (European analysis, version 5)*. https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-pressure-levels (accessed 10.02.2022).

19. Терзиев Ф.С., Гирдюка Г.В. *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 1. Баренцево море Вып. 1.* Л.: Гидрометеоиздат; 1990. 280 с.

20. Эзау И.Н., Чернокульский А.В. Поля конвективной облачности в Атлантическом секторе Арктики: спутниковые и наземные наблюдения. *Исследование Земли из космоса*. 2015;2:49–63.

    Esau I.N., Chernokulsky A.V. Convective cloud fields in the Atlantic sector of the Arctic: satellite and ground based observations. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics.* 2015;2:49–63. (In Russ.)

21. Narizhnaya A., Chernokulsky A. Cloud characteristics during intense cold air outbreaks over the Barents sea based on satellite data. *Atmosphere*. 2024:15(3):317. https://doi.org/10.3390/atmos15030317

22. Сумкина А.А., Иванов В.В., Кивва К.К. Тепловой баланс поверхности Баренцева моря в холодный период года. *Вестник Московского университета. Серия 5. География*. 2024;(3):123–134. https://doi.org/10.55959/MSU0579-9414.5.79.3.10

    Sumkina A.A., Ivanov V.V., Kivva K.K. Heat budget of the Barents Sea surface in winter. *Lomonosov Geography Journal*. 2024;(3):123–134. (In Russ.). https://doi.org/10.55959/MSU0579-9414.5.79.3.10

23. Сумкина А.А., Кивва К.К., Иванов В.В., Смирнов А.В. Сезонное очищение ото льда Баренцева моря и его зависимость от адвекции тепла Атлантическими водами. *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2022;15(1):82–97. https://doi.org/10.59887/fpg/1krp-xbuk-6gpz

    Sumkina A.A., Kivva K.K., Ivanov V.V., Smirnov A.V. Seasonal ice removal in the Barents Sea and its dependence on heat advection by Atlantic waters. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022;15(1):82–97. (In Russ.). https://doi.org/10.59887/fpg/1krp-xbuk-6gpz

24. Sumkina A.A., Kivva K.K., Ivanov V.V. Seasonality of heat exchange on the Barents sea surface. *Oceanology*. 2023;63(Suppl 1):S65–S71. https://doi.org/10.1134/S0001437023070196

25. Суркова Г.В., Романенко В.А. Изменение климата и теплообмен между атмосферой и океаном в Арктике на примере Баренцева и Карского морей. *Проблемы Арктики и Антарктики.* 2021;67(3):280–292. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-3-280-292

    Surkova G.V., Romanenko V.A. Climate change and heat exchange between atmosphere and ocean in the Arctic based on data from the Barents and the Kara sea. *Arctic and Antarctic Research*. 2021;67(3):280–292. (In Russ.). https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-3-280-292

26. Polyakov I.V., Ingvaldsen R.B., Pnyushkov A.V., Bhatt U.S., Francis J.A., Janout M., Kwok R., Skagseth Ø. Fluctuating Atlantic inflows modulate Arctic atlantification. *Science*. 2023;381:972–979. https://doi.org/10.1126/science.adh5158

27. Daily Global Physical Bulletin at 1/12. http://bulletin.mercator-ocean.fr/en/PSY4#3/75.50/-51.33 (accessed 10.05.2024).

28. Loeng H. Features of the physical oceanographic conditions of the Barents Sea. *Polar research*. 1991;10(1):5–18. https://doi.org/10.3402/polar.v10i1.672

29. Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M. The early-twentieth-century warming in the Arctic — a possible mechanism. *Journal of Climate*. 2004;17(20):4045–4057. doi: 10.1175/1520-0442(2004)0172.0.CO;2

30. Arthun M., Schrum C. Ocean surface heat flux variability in the Barents Sea. *Journal of Marine Systems*. 2010;83(1–2):88–98. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2010.07.003

31. Добровольский А.Д., Залогин Б. С. *Моря СССР*. М.: Изд-во Московского ун-та; 1982. 192 с.

32. Gill A. E. *Atmosphere-ocean dynamics*. Cambridge: Academic press; 1982. 660 p.

33. Доронин Ю.П., Хейсин Д.Е. *Морской лед.* Л.: Гидрометеоиздат; 1975. 320 с.

34. Maykut G.A. The surface heat and salt balance. In: N. Untersteiner (ed.). *The geophysics of sea ice*. New York: Plenum; 1986. P. 395–463.

35 Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Otterå O.H., Risebrobakken B., Sandø A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system. *Reviews of Geophysics*. 2013;51(3):415–449. https://doi.org/10.1002/rog.20017

Оригинальная статья / Original paper
https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-323-337
УДК 551.467

Влияние интенсивного судоходства на изменение строения и динамики ледяного покрова в юго-западной части Карского моря

Т.А. Алексеева[1,2]✉, С.С. Сероветников[1], Е.И. Макаров[1], В.А. Бородкин[1], Д.М. Ермаков[2,3], В.В. Тихонов[2,1,4], А.В. Кузьмин[2], Е.В. Афанасьева[1,2], В.Д. Котельников[1], Д.Ю. Юскаев[1], Е.В. Козловский[1]

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

[2] *Институт космических исследований РАН, Москва, Россия*

[3] *Фрязинский филиал Института радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова РАН, Фрязино, Россия*

[4] *Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия*

✉*taa@aari.ru*

ТАА, 0000-0002-1575-8784; ДМЕ, 0000-0003-4414-5212; ВВТ, 0000-0003-3656-1734; АВК, 0000-0001-6101-1094; ЕВА, 0000-0002-3005-4961; ВДК, 0009-0006-3204-5707; ДЮЮ, 0009-0007-1810-3947

Аннотация. Развитие судоходства на Северном морском пути и переход к круглогодичной транзитной навигации требуют не только строительства новых мощных ледоколов и транспортных судов усиленного ледового класса, но и развития специализированного гидрометеорологического обеспечения ледового плавания. Для анализа спутниковой информации, разработки и валидации ледовых прогнозов необходимы фактические специализированные данные о ледяном покрове как среде судоходства. Такие данные можно получить только с борта судна, однако специальные научные экспедиции в зимний период организуются крайне редко. Для получения новых данных о ледяном покрове в районе интенсивного судоходства — в юго-западной части Карского моря — дважды в 2023 и 2024 гг. были организованы специальные судовые ледовые наблюдения на борту атомных ледоколов (экспедиции «ЛЕД-СМП»). В результате работ в рамках специализированного гидрометеорологического обеспечения навигации в юго-западной части Карского моря и одновременно осуществляемых в этом же районе научных экспедиций «ЛЕД-СМП» было выявлено существенное влияние техногенного фактора на изменения в строении и динамике ледяного покрова. В зимне-весенний период в юго-западной части Карского моря используются два основных маршрута плавания: через пролив Карские Ворота или к северу от мыса Желания. В 2024 г. сложилась уникальная навигационная обстановка — весь поток судов с начала апреля был направлен через мыс Желания из-за сложных условий ледового плавания к востоку от пролива Карские Ворота. При составлении специализированных долгосрочных ледовых прогнозов было обнаружено, что после перенаправления всего потока судов по одному маршруту изменился естественный ход процессов в ледяном покрове. Если в начале зимне-весеннего периода 2024 г. ситуация развивалась аналогично той, которая наблюдалась в подобранных годах-гомологах, то в конце сезона она изменилась и стала отличаться от естественных процессов, характерных для данной акватории. Во время специальных судовых ледовых наблюдений были

отмечены существенные изменения в строении морского льда на всем протяжении от Обской губы к мысу Желания, что должно сказываться и на скорости движения судов в таких льдах. В данной работе приведены первичные результаты анализа полученных в экспедиции «ЛЕД-СМП-1/2024» данных и описание подспутникового эксперимента, результаты которого в дальнейшем позволят определить степень влияния техногенного фактора на характеристики микроволнового излучения поверхности ледяного покрова.

Ключевые слова: ледовое плавание, ледовые прогнозы, микроволновая радиометрия, подспутниковый эксперимент, специальные судовые ледовые наблюдения, строение морского льда, техногенный фактор

Для цитирования: Алексеева Т.А., Сероветников С.С., Макаров Е.И., Бородкин В.А., Ермаков Д.М., Тихонов В.В., Кузьмин А.В., Афанасьева Е.В., Котельников В.Д., Юскаев Д.Ю., Козловский Е.В. Влияние интенсивного судоходства на изменение строения и динамики ледяного покрова в юго-западной части Карского моря. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2024;70(3):323–337. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-323-337

Поступила 15.08.2024 **После переработки 05.09.2024** **Принята 06.09.2024**

The influence of heavy shipping traffic on the structure and dynamics of sea ice in the southwestern Kara Sea

Tatiana A. Alekseeva[1,2]✉, Sergey S. Serovetnikov[1], Evgenii I. Makarov[1], Vladimir A. Borodkin[1], Dmitry M. Ermakov[2,3], Vasiliy V. Tikhonov[2,1,4], Alexey V. Kuzmin[2], Ekaterina V. Afanasyeva[1,2], Vladimir D. Kotelnikov[1], Daniel Y. Yuskaev[1], Evgenii V. Kozlovsky[1]

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

[2] *Space Research Institute RAS, Moscow, Russia*

[3] *Kotelnikov Institute of Radioengineering and Electronics RAS, Fryazino Branch, Fryazino, Moscow Region, Russia*

[4] *Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, Russia*

✉*taa@aari.ru*

TAA, 0000-0002-1575-8784; DME, 0000-0003-4414-5212; VVT, 0000-0003-3656-1734; AVK, 0000-0001-6101-1094; EVA, 0000-0002-3005-4961; VDK, 0009-0006-3204-5707; DYY, 0009-0007-1810-3947

Abstract. The development of the Northern Sea Route and the beginning of year-round transit shipping require not only the production of new icebreakers and ice-class vessels, but also the development of a specialized hydrometeorological support system for ice shipping. For the analysis of satellite data and the development and validation of ice forecasts, actual field data on the ice cover is required. This data can only be obtained from shipboard observations; however, scientific expeditions are rarely organized during the winter. In order to obtain new data over the area of intensive shipping, two expeditions were organized on board of nuclear icebreakers in the southwestern Kara Sea ("LED-SMP" expeditions) in 2023 and 2024. Specialized hydrometeorological maintenance of ice shipping in the southwestern Kara Sea together with the research expeditions "LED-SMP" carried out in the same place and time on board the nuclear icebreakers revealed the influence of the technogenic factor on the sea ice structure and dynamics was revealed. In winter and spring, two main routes are used for navigation in the southwestern Kara Sea: through the Kara Gate Strait and north of Cape Zhelaniya. In April 2024, a unique situation occurred when, due to the difficult ice conditions east of the Kara Gate Strait, the entire ship traffic was directed north of Cape Zhelaniya. In preparing a long-term ice forecast, it was noted that after the redirection the natural development of ice processes changed. At the beginning of the winter period 2024,

the sea ice conditions developed in a way similar to those observed in the selected homologous years (years with similar scenarios of sea ice conditions development), however, at the end of the winter period they became different from what was typical of this water area. In performing shipboard observations, significant changes were noted in the sea ice structure along the entire route from Ob Bay to Cape Zhelaniya, which could also affect the speed of ships in such ice. The paper reports preliminary findings from analysis of the data obtained during the "LED-SMP-1/2024" expedition. Also, a description is given of a sub-satellite experiment the results of which should later enable us to determine the technogenic impact on the microwave radiation of the sea ice surface.

Keywords: ice forecast, man-made factor, microwave radiometry, sea ice navigation, sea ice structure, shipboard ice observations, sub-satellite experiment

For citation: Alekseeva T.A., Serovetnikov S.S., Makarov E.I., Borodkin V.A., Ermakov D.M., Tikhonov V.V.,. Kuzmin A.V, Afanasyeva E.V., Kotelnikov V.D., Yuskaev D.Y., Kozlovsky E.V. The influence of heavy shipping traffic on the structure and dynamics of sea ice in the southwestern Kara Sea. *Arctic and Antarctic Research*. 2024;70(3):323–337. (In Russ.). https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-323-337

Received 15.08.2024 **Revised 05.09.2024** **Accepted 06.09.2024**

Введение

Одной из необходимых составляющих для достижения эффективности и безопасности ледового плавания по Северному морскому пути (СМП) является качественное специализированное гидрометеорологическое обеспечение (СГМО). В грузоперевозках по СМП, как альтернативы пути плавания через Суэцкий канал, заинтересованы многие страны [1–3]. Важнейшим направлением развития СГМО в настоящее время является усовершенствование существующих и разработка новых долгосрочных ледовых прогнозов, которые позволяют заблаговременно планировать морские операции. Несмотря на то, что в строй введены новые мощные атомные ледоколы и транспортные суда усиленного ледового класса, круглогодичная транзитная навигация по СМП до сих пор не осуществляется [4, 5]. На всем протяжении СМП существует несколько участков с неблагоприятными условиями ледового плавания в зимне-весенний период для любых типов судов. Долгосрочные ледовые прогнозы оптимальных вариантов плавания позволяют заранее предсказать периоды, когда в труднопроходимых районах ожидается появление разрывов и отсутствие сжатий. Наиболее востребованы такие прогнозы в тех районах и для тех периодов, для которых практически нет специализированных натурных данных об условиях ледового плавания, получаемых с борта судов и необходимых для валидации прогнозов.

В 2023 г. Арктическим и антарктическим научно-исследовательским институтом (ААНИИ) была начата серия экспедиций на борту атомных ледоколов в юго-западной части Карского моря [6]. Целью этих экспедиций являлась подготовка молодых специалистов для восполнения экспедиционного кадрового состава и передачи опыта специальных судовых ледовых наблюдений. Система таких наблюдений была разработана в ААНИИ еще в середине XX в. С 2004 г. ледовые наблюдения ААНИИ состоят из двух видов работ: непрерывные визуальные ледовые наблюдения за характеристиками морского льда по пути и по району движения судна [7] и измерения толщины льда и высоты снега с помощью судового телевизионного комплекса (СТК) [8, 9].

Одновременно с процессом подготовки специалистов в ходе первой экспедиции в 2023 г. было выявлено, что назрела необходимость комплексного пересмотра всей системы специальных судовых ледовых наблюдений. Такие наблюдения должны осуществляться в тесной взаимосвязи с задачами развития СГМО. В основе нового

подхода должен быть планируемый эксперимент, то есть форма и состав информации, получаемой на борту судна, должны соответствовать запросам СГМО (например, для оперативного уточнения ледовых прогнозов). Это в свою очередь выявило необходимость дальнейшей модернизации СТК: его использования для получения информации о строении льда при движении судна, что открывает возможности для развития нового научного направления — определения основного и локальных сценариев формирования льда. Подробные результаты разработок, проведенных в первой экспедиции «ЛЕД-СМП-1/2023», представлены в работе [6].

В ходе анализа полученных в экспедиции «ЛЕД-СМП-1/2023» данных возник ряд вопросов, которые привели к необходимости постановки новых исследовательских задач. В последующей экспедиции «ЛЕД-СМП-1/2024», которая состоялась в апреле–мае 2024 г., была расширена научная программа работ: использовалась модернизированная версия СТК для отработки новой технологии получения данных о строении льда при движении судна, а также был проведен новый подспутниковый эксперимент. Свою корректировку в программу исследований внесли и особенности весенней навигации 2024 г. в юго-западной части Карского моря. Из-за сложных условий плавания в районе пролива Карские Ворота весь поток судов из Баренцева моря в порты Карского моря и обратно проходил через мыс Желания. В районе основных навигационных трасс возникли уникальные условия формирования морского льда вследствие техногенного влияния большого потока грузовых судов и ледоколов. Это вызвало изменения в строении морского льда в юго-западной части Карского моря, динамике ледяного покрова и, как следствие, повлияло на точность ледовых прогнозов. Целью данной работы является представление первичных результатов анализа данных специальных судовых ледовых наблюдений в экспедиции «ЛЕД-СМП-1/2024» и описание подспутникового эксперимента как основы для дальнейших исследований изменений в ледовом и гидрологическом режиме юго-западной части Карского моря, связанных с интенсивным судоходством.

Экспедиция «ЛЕД-СМП-1/2024»

Специальные судовые ледовые наблюдения в 2024 г. выполнялись на борту атомного ледокола «Ямал». Маршрут экспедиции представлен на рис. 1. Экспедиция «ЛЕД-СМП-1/2024» проводилась во время семи рейсов ледокола от Обской губы к мысу Желания и обратно во время штатной работы ледокола по проводке судов на трассах СМП.

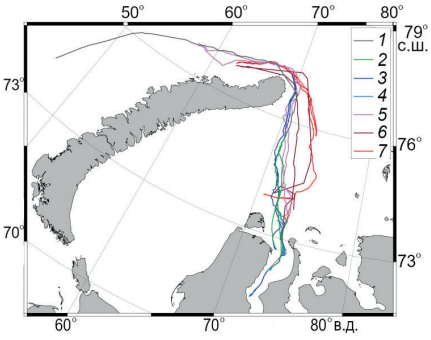

Рис. 1. Маршрут экспедиции «ЛЕД-СМП-1/2024» на борту атомного ледокола «Ямал» в юго-западной части Карского моря в период с 19 апреля по 20 мая 2024 г. Рейсы: № *1* — 19–21 апреля, № *2* — 22–26 апреля, № *3* — 26–29 апреля, № *4* — 29–30 апреля, № *5* — 01–06 мая, № *6* — 07–13 мая, № *7* — 16–20 мая 2024 г.

Fig. 1. The routes of expedition on board the nuclear icebreaker Yamal in the southwestern Kara Sea during the period of April 19 to May 20, 2024. Routes of Yamal. No. *1* — April 19–21, No. *2* — April 22–26, No. *3* — April 26–29, No. *4* — April 29–30, No. *5* — May 01–06, No. *6* — May 07–13, No. *7* — May 16–20, 2024

Особенности навигации 2024 г. в юго-западной части Карского моря

С апреля 2024 г. в юго-западной части Карского моря сложилась уникальная навигационная обстановка, которая не наблюдалась с начала круглогодичного безледокольного плавания в юго-западной части Карского моря в течение последних 20 лет. Информация о местоположении судов регулярно поступает в ААНИИ из диспетчерских сообщений с судов ледового класса, функционирующих на СМП, а также из различных источников АИС — автоматической идентификационной системы (https://www.marinetraffic.com/ и https://maritime.scanex.ru/). 1 апреля 2024 г. через пролив Карские Ворота из Карского моря в Баренцево вышел танкер «Михаил Лазарев», двигаясь из Обской губы в порт Мурманск, и после этого рейса маршруты всех судов пролегали через мыс Желания, так как в районе пролива Карские Ворота в апреле сложились неблагоприятные условия для ледового плавания.

С точки зрения гидрологического и ледового режима в Карском море выделяются два резко различающихся района — юго-западная и северо-восточная части. В юго-западной части в зимний период наблюдаются преимущественно однолетние средние льды (диапазон толщины 70–120 см), а в летний период формируется Новоземельский ледяной массив. В северо-восточной части моря в зимний период наблюдаются преимущественно однолетние средние и толстые льды (толщина более 120 см), а в летний период формируются Североземельский и Карский Северный ледяные массивы [10]. Географическая граница районов проходит по линии, соединяющей мыс Желания и остров Диксон. Здесь же проходит и естественная граница районов, располагающаяся между северной оконечностью архипелага Новая Земля и мелководной частью Обь-Енисейского района, где часто формируются в меридиональном направлении разрывы и разводья [11]. Эта особенность ледово-гидрологического режима Карского моря всегда используется при реализации ледового плавания на трассах из Обской губы и Енисейского залива через мыс Желания. Однако в апреле и в мае 2024 г. переход ледового плавания был реализован исключительно по этой трассе. Таким образом, ледяной покров по этой трассе подвергался значительно большей техногенной нагрузке, чем в предыдущие годы, что вызвало необходимость исследования влияния данного явления на ледово-гидрологический режим всего Карского моря.

В ААНИИ разработан и утвержден Центральной методической комиссией по прогнозам Росгидромета в 2020 г. «Метод специализированного прогноза ледово-эксплуатационных характеристик безледокольного плавания современных типов судов по трассам СМП заблаговременностью до 1 месяца» (https://method.meteorf.ru/cmkp/2020/dec20.pdf). С помощью данного метода разрабатываются долгосрочные прогнозы условий ледового плавания на основе определения годов-гомологов [12]. Путем применения данного метода было выделено и проанализировано несколько годов-гомологов и антиподов по условиям ледового плавания для весны 2024 г. На рис. 2 представлены карты автоматического определения сплоченности льда по алгоритму ASI (радиометры AMSR-E и AMSR2, версия 5.4, разрешение 6,25 км, https://data.seaice.uni-bremen.de/databrowser/) для 22 апреля 2024 г., двух годов-гомологов 2006 и 2015, а также 2023 г. — антипода.

На рис. 2 видно, что в годах-гомологах (2006 и 2015) выявляется главное отличие ледово-гидрологического режима 2024 г. — отсутствие выраженных динамических структур в юго-западной части Карского моря. В 2023 г. такие структуры в юго-западной части Карского моря хорошо выражены. На рис. 3 представлены такие же данные для июня.

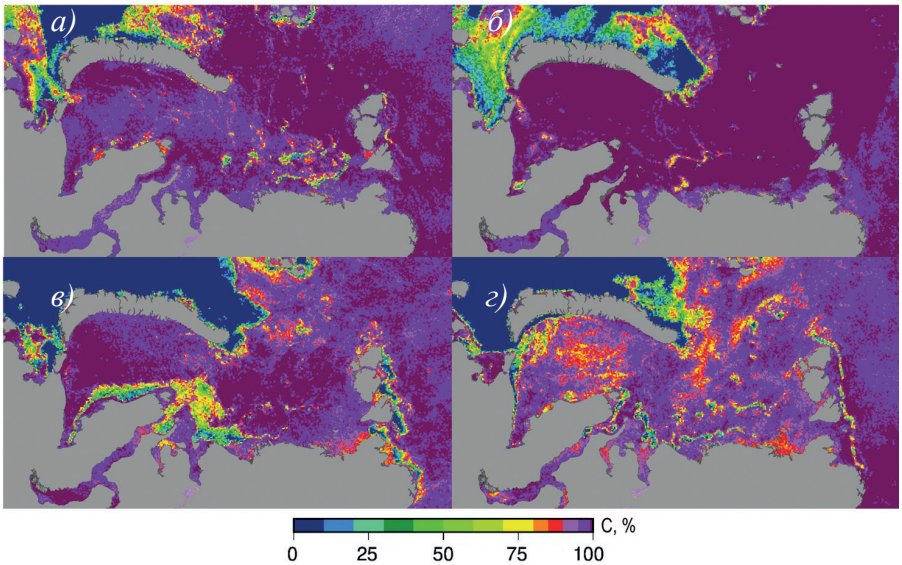

Рис. 2. Карты распределения сплоченности морского льда (https://data.seaice.uni-bremen.de/databrowser/) в Карском море 22 апреля 2024 г. (*а*); 2006 (*б*) и 2015 (*в*) (гомологи); 2023 г. (*г*) (антипод)

Fig. 2. Sea ice concentration maps (https://data.seaice.uni-bremen.de/databrowser/) on April 22 of 2024 (*а*), 2006 (*б*), 2015 (*в*) (homologous years), and 2023 (*г*) (antipodal year)

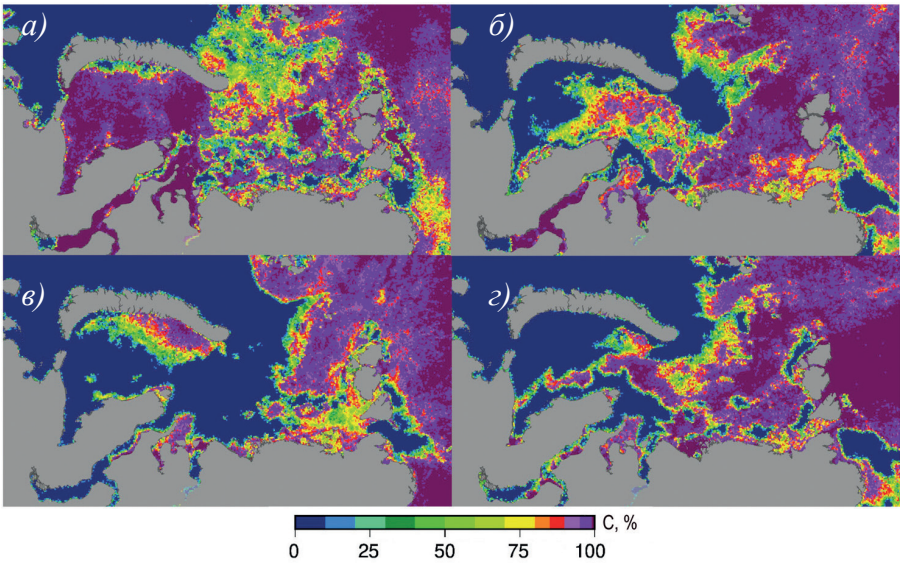

Рис. 3. Карты распределения сплоченности морского льда (https://data.seaice.uni-bremen.de/databrowser/) в Карском море 22 июня 2024 г. (*а*); 2006 (*б*) и 2015 (*в*) (гомологи); 2023 г. (*г*) (антипод)

Fig. 3. Sea ice concentration maps (https://data.seaice.uni-bremen.de/databrowser/) on June 22 of 2024 (*а*), 2006 (*б*), 2015 (*в*) (homologous years), and 2023 (*г*) (antipodal year)

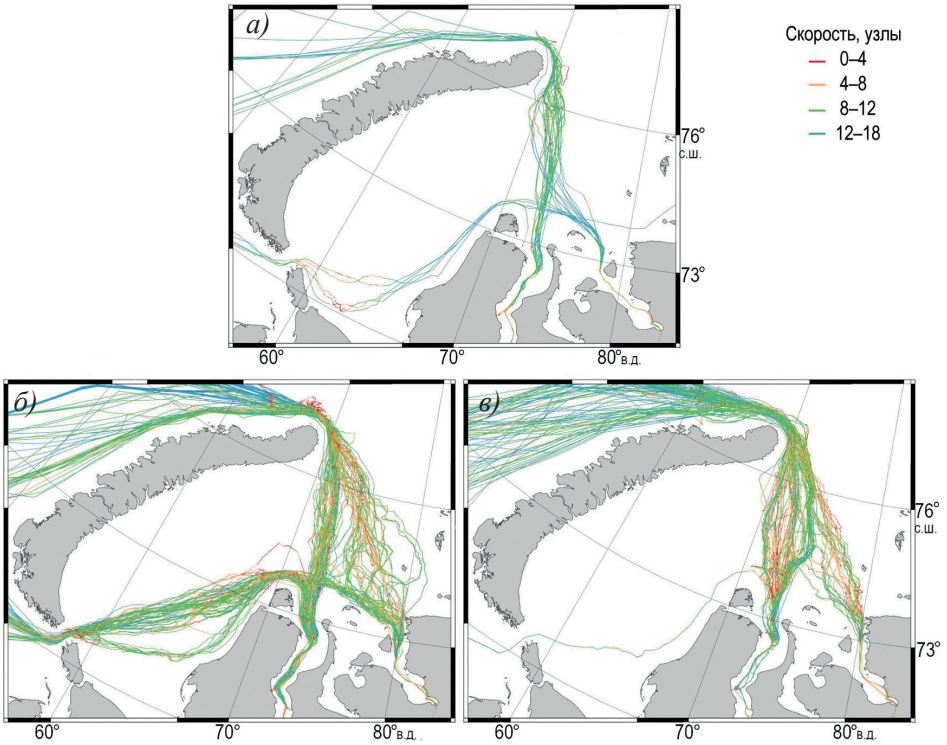

Рис. 4. Маршруты плавания ледоколов и судов ледового класса Arc7 в юго-западной части Карского моря с 19 апреля по 20 мая 2015 (*а*), 2023 (*б*) и 2024 (*в*) гг.

Fig. 4. The routes of icebreakers and Arc7 ice class vessels in the southwestern Kara Sea from April 19 to May 20 of 2015 (*а*), 2023 (*б*) and 2024 (*в*)

На рис. 3 отчетливо видно, что в июне ни в одном из годов-гомологов уже не прослеживается динамика ледяного покрова 2024 г. При этом наблюдается хорошее пространственное соответствие в распределении сплоченности льда. То есть динамика морского льда в юго-западной части Карского моря до апреля 2024 г. развивалась по сценарию годов-гомологов, а затем, в июне, после интенсивного судоходства по одному маршруту плавания сценарий изменился. Наблюдаемые изменения привели к возникновению гипотезы о наличии техногенного фактора, влияющего на ледово-гидрологический режим Карского моря.

Первое предположение о возможном влиянии техногенной нагрузки на ледяной покров Карского моря в связи со значительным увеличением судоходства в п. Сабетта в зимне-весенний период было сделано в 2018 г. при ледовом гидрометеорологическом обеспечении зимне-весенних морских операций и обсуждении особенностей плавания с судоводителями. Тогда было отмечено, что динамика ледяного покрова на трассах через мыс Желания не соответствует его естественным природным особенностям, а напоминает преобразованную техногенную среду. Фактически 2018 год не является природным годом-гомологом 2024 года, но при анализе условий ледового плавания в нем были выявлены гомологии в реакции ледово-гидрологического режима на техногенную нагрузку. Подобные проявления предполагались и в последующие

годы, но наиболее ярко проявились в 2023 и 2024 гг. с получением доказательной базы в виде специализированных натурных данных с борта атомного ледокола. Для иллюстрации интенсификации судоходства в юго-западной части Карского моря на рис. 4 представлены маршруты плавания судов в 2015, 2023 и 2024 гг. за месячный период, в течение которого длилась экспедиция «ЛЕД-СМП-1/2024» (19 апреля — 20 мая). 2015 год выбран как более ранний год-гомолог с менее интенсивным судоходством. В 2023 г. интенсивность судоходства значительно возросла, но маршруты плавания равномерно распределялись по двум навигационным трассам — через пролив Карские Ворота и через мыс Желания. В 2024 г. все маршруты проходили через мыс Желания, кроме одного рейса танкера «Михаил Лазарев», упомянутого в начале данного раздела.

Сложившиеся условия привели к формированию устойчивой труднопроходимой полосы льда между 73–76° с. ш. и 71–73° в. д. Движение судов через многократно колотый, раздробленный и смерзшийся лед в этой полосе происходило с существенным снижением скорости до значений менее 4 узлов, заклиниванием и работой ударами.

Отработка технологии получения данных о строении льда при движении судна с помощью СТК

В задачи экспедиции входило исследование некоторых особенностей строения льда по данным СТК в районах с повышенной частотой разрушения ледяного покрова в результате техногенного воздействия. При движении ледокола с помощью СТК выполнялась съемка выворотов льдин, позволяющая зафиксировать толщину льда, текстурный рисунок вертикальных срезов ледяного покрова, в том числе и слоистость (рис. 5).

Рис. 5. Фотография выворотов льда у борта во время движения а/л «Ямал» в юго-западной части Карского моря

Fig. 5. The photo of ice floes that turned up along the hull of the icebreaker “Yamal” as it moves in the southwestern Kara Sea

На фотографиях текстурных рисунков вертикальных срезов фиксировалась повышенная слоистость относительно естественного нарастания льда в природных условиях, что однозначно обусловлено техногенной нагрузкой в районе исследований. Регулярное разрушение ледяного покрова при движении судов по пути следования и последующее замерзание образовавшихся обломков стимулирует образование новых слоев на нижней границе льда, возникших в результате этих процессов. Существенную роль в формировании слоистости льда играет наличие стока пресных вод суши, которые вытесняют соленую морскую воду, образуя подо льдом слой распресненной воды. При движении судов вращением винтов осуществляется перемешивание слоев воды, имеющих различную соленость и температуру. В этих условиях может возникать переохлаждение воды, приводящее к образованию внутриводного льда и облипанию корпуса судов шуговым льдом. Смораживание шуги происходит не только на корпусе судна, но и на нижней поверхности льда, создавая дополнительный слой. Возможно, переохлаждение воды на мелководье способствует образованию донного льда, который, захватывая мелкие частицы грунта, поднимает их к нижней границе ледяного покрова, формируя прослойки с минеральными включениями.

В экспедиции «ЛЕД-СМП-1/2024» осуществлялось измерение солености забортной воды. Технические особенности системы забора морской воды на ледоколе позволяли получать только осредненные значения солености в слое 11 метров, что накладывало соответствующие ограничения на возможность выявления слоистости воды в районе работы.

Первичный анализ распределения осредненной солености воды (рис. 6) позволяет выделить основные зоны влияния солености на различия в формировании льда в исследуемом районе. Так, выше широты 74° с. ш. осредненная соленость воды повсеместно составляла более 20 ‰, а в Обской губе менялась от 2 ‰ до 19 ‰, увеличиваясь с юга на север. В зонах неустойчивых значений солености вероятность образования переохлаждения воды и, значит, вероятность возникновения шугового льда при движении судов значительно возрастает, что находит отражение в повышенной слоистости льда при его намерзании снизу. В районе Обской губы частота слоев в вертикальных срезах льда выше, чем в центральной и северной частях Карского моря (рис. 7). Чаще встречаются слои с минеральными включениями.

Первичный анализ полученных данных позволяет говорить о необходимости рассмотрения таких явлений, как сток пресных вод суши, частота прохождения судов

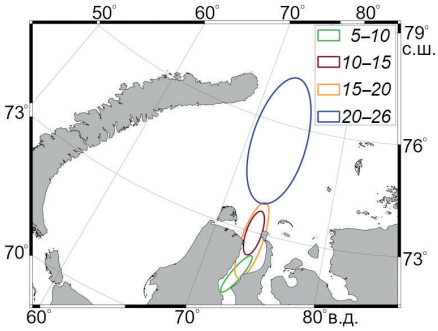

Рис. 6. Участки морской акватории с различными значениями солености морской воды (‰)

Fig. 6. Areas of different values of sea water salinity (‰)

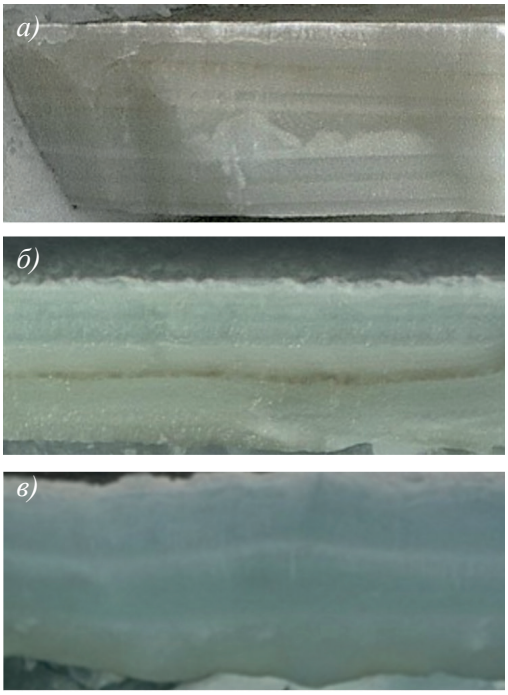

Рис. 7. Слоистость льда на различных широтах по основному маршруту следования а/л «Ямал» в точках с координатами 73,163° с. ш. 73,128° в. д. (*а*), 74,000° с. ш. 71,419° в. д. (*б*), 76,016° с. ш. 70,552° в. д. (*в*)

Fig. 7. The layered structure of sea ice observed at different latitudes along the route of the “Yamal” icebreaker. The photos were taken at the points of 73.163° N; 73.128 E° (*a*), 74.000° N; 71.419° E (*б*), and 76.016° N; 70.552° E (*в*)

в данной акватории и частота техногенного разрушения сплошности ледяного покрова, перемешивание подледных вод в результате работы винтов судов, образование внутриводного льда и его фиксация на нижней поверхности льда, на корпусе судна и на дне (эффект облипания), образование слоистости льда, как единого механизма формирования льда в условиях постоянного техногенного воздействия в результате транспортных операций.

Таким образом, возникает необходимость в разработке методики изучения льда, сформированного в таких условиях, получении данных о температуре и солености воды, строении льда и его физических свойствах.

Проведение подспутникового эксперимента

Регулярный мониторинг состояния ледяного покрова Арктики в глобальном масштабе осуществляется на основе измерений спутниковых микроволновых радиометров (SSMIS, AMSR-2 и др.). В настоящее время разработаны и применяются на практике более десятка алгоритмов восстановления сплоченности и площади морского ледяного покрова по данным спутниковой микроволновой радиометрии [13, 14]. Проблемным аспектом получаемых спутниковых данных и, соответственно, этих алгоритмов является низкое пространственное разрешение измерений. Изменчивость

ледяного покрова, особенно при интенсивных процессах его формирования или разрушения, в пределах пятна разрешения спутникового микроволнового радиометра может быть очень велика [15].

Для уточнения связей между характеристиками естественного морского ледяного покрова и спектром формируемого им восходящего микроволнового излучения требуется проведение комплексных натурных подспутниковых экспериментов. Основной целью таких экспериментов является получение данных микроволновых измерений, аналогичных спутниковым, но с высокой пространственной детализацией, совместно с информацией об актуальном состоянии ледяного покрова в точках наблюдений по данным синхронных оптических измерений и на основе экспертных оценок. Таким образом, главной задачей подспутникового эксперимента в экспедиции «ЛЕД-СМП-1/2024» было обеспечение микроволновых радиометрических измерений подстилающей поверхности (ледяного покрова и/или областей открытой воды) на наборе частот, близком к реализованному в спутниковых радиометрах и применяемом в алгоритмах восстановления сплоченности ледяного покрова. Для учета вклада атмосферного излучения, а также для реализации процедуры внешней калибровки радиометров важной задачей было периодическое наблюдение атмосферы под разными зенитными углами.

Успешное выполнение эксперимента и получение калиброванной, пространственно-привязанной, хронометрированной радиометрической информации, совмещенной с данными оптических наблюдений и экспертными оценками, обеспечивает возможность решения следующих задач:

1) уточнение диэлектрических свойств различных типов ледяного и снежного покрова в микроволновом диапазоне (эффективных коэффициентов излучения и отражения);

2) проверка и уточнение используемых в практике дистанционного зондирования алгоритмов восстановления характеристик подстилающей поверхности по микроволновым данным: сплоченности ледяного покрова, толщины снежного покрова, эффективной толщины и температуры слоя, формирующего восходящее микроволновое излучение.

В подспутниковом эксперименте 2024 г. был использован микроволновый радиометрический комплекс (рис. 8*а*), позволявший выполнять измерения на частотах 5,5 ГГц (попеременно на вертикальной и горизонтальной поляризациях), 19 ГГц, 22,2 ГГц (только вертикальная поляризация), 36 ГГц (одновременно на вертикальной и горизонтальной поляризации), 60 ГГц, 92 ГГц (только вертикальная поляризация). Радиометрические измерения сопровождались видеозаписью ледовой обстановки в районе пятна наблюдений с частотой 1 кадр в 2 секунды и записью навигационной информации для точной координатной привязки. Измерительный комплекс позволял механически менять зенитные углы наблюдений. В эксперименте были реализованы два основных режима наблюдений: под углом 37° к поверхности (53° к нормали), что соответствует геометрии наблюдений спутниковых радиометров SSMIS и AMSR-2 [8], и под углом 25° к поверхности (65° к нормали), что соответствует геометрии наблюдений МТВЗА-ГЯ [16, 17]. В ходе периодических калибровочных процедур выставлялись зеркальные к ним (относительно горизонта) углы, составляющие 53° и 65° к направлению в зенит соответственно. Кроме того, осуществлялось медленное сканирование атмосферы по углу места от горизонта

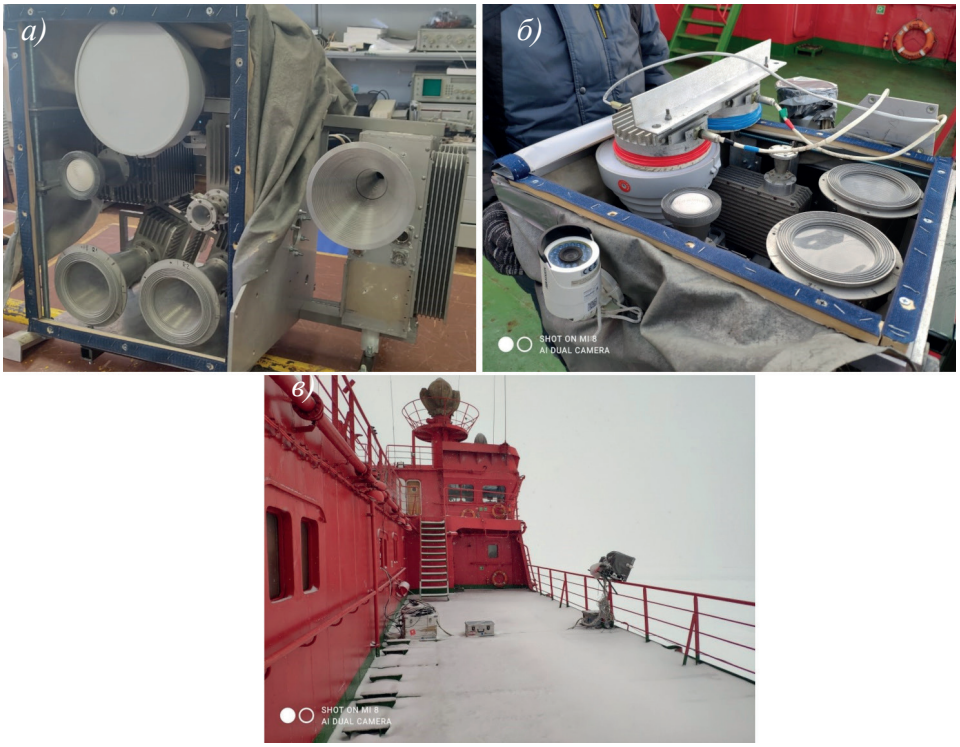

Рис. 8. Микроволновый радиометрический комплекс в сборе (*а*), во время калибровки с помощью эталонных излучателей («холодной» и «горячей» нагрузок) (*б*) и на борту ледокола «Ямал» во время измерений (*в*)

Fig. 8. A complete set of the microwave radiometric complex (*а*), the complex during calibration using standard emitters (“cold” and “hot” loads) (*б*), and the complex fixed on board the “Yamal” icebreaker during measurements (*в*)

до направления в зенит. В верхней точке выполнялась калибровка с помощью эталонных излучателей («холодной» и «горячей» нагрузок) при температурах около 14 °C и 50 °C соответственно (рис. 8*б*). Углы наблюдений непрерывно контролировались с помощью трехосевого инклинометра, запись его показаний велась синхронно с записью других измерений.

Аппаратура была размещена на борту ледокола «Ямал» на высоте около 17,5 м над поверхностью (рис. 8*в*), что, при использованных зенитных углах наблюдений (53° и 65° к надиру), давало удаление центра пятна измерений от борта на расстояния около 23,2 м и 35,5 м. Главные оси всех радиометрических приборов были совмещены. Размер области пятен, имеющих эллиптическую форму (вытянутую перпендикулярно курсу), увеличивался с ростом длины волны излучения. В наиболее низкочастотных каналах они имели следующие поперечные размеры для угла наклона 53° к надиру (при угловом размере диаграммы направленности антенны по уровню 3 дБ): для 5,5 ГГц — 10,4 м; для 19 ГГц и 22,2 ГГц — 9,0 м. При угле наклона 65° к надиру эти размеры составили, соответственно, для 5,5 ГГц — 14,8 м; для 19 ГГц и 22,2 ГГц — 12,8 м.

Подспутниковый эксперимент проводился как на участках относительно нетронутого льда, так и на участках сильно деформированного льда. Дальнейший анализ полученных данных позволит выявить степень влияния техногенного фактора на характеристики микроволнового излучения поверхности ледяного покрова.

Заключение

Результаты анализа данных специальных судовых ледовых наблюдений, полученных во время двух весенних экспедиций «ЛЕД-СМП-1/2023» и «ЛЕД-СМП-1/2024», позволили выявить существенные изменения в структуре ледяного покрова в районах интенсивного судоходства. Кроме этого, было отмечено существенное влияние техногенного фактора на прогнозирование динамики ледяного покрова и изменения в строении морского льда. Обнаруженное влияние техногенного фактора на формирование ледяного покрова вызвало множество научных и практических вопросов, которые необходимо срочно и тщательно исследовать:

1. Каким образом интенсивное судоходство меняет строение морского льда и, наоборот, как измененный ледяной покров влияет на фактическую ледопроходимость судов?

2. Как изменяется динамика ледяного покрова в районах интенсивного судоходства и как это необходимо учитывать в ледовых прогнозах?

3. Каковы особенности отображения льдов с измененной в результате техногенного воздействия структурой на спутниковых снимках в различных диапазонах электромагнитного спектра?

Для полного ответа на эти вопросы требуются дополнительные эксперименты и новые экспедиции, захватывающие весь период формирования и таяния ледяного покрова в юго-западной части Карского моря, а также подробный анализ спутниковой информации и отслеживание изменений и дрейфа деформированного льда.

Конфликт интересов. Авторы не имеют конфликта интересов.

Финансирование. Визуальные ледовые наблюдения, получение данных о толщине льда с помощью СТК ААНИИ в экспедиции «ЛЕД-СМП-1/2024», а также анализ влияния техногенного фактора на долгосрочные ледовые прогнозы, модернизация СТК, анализ структуры ледяного покрова были поддержаны Российским научным фондом, грант № 23-17-00161 (Т.А. Алексеева, С.С. Сероветников, Е.И. Макаров, В.В. Тихонов, Е.В. Афанасьева, В.Д. Котельников, Д.Ю. Юскаев, Е.В. Козловский).

Разработка микроволнового радиометрического комплекса в ИКИ РАН и проведение с его помощью подспутникового эксперимента на борту атомного ледокола в экспедиции «ЛЕД-СМП-1/2024» выполнялись в рамках темы «Мониторинг» гос. регистрация № 122042500031-8 (Д.М. Ермаков, А.В. Кузьмин).

Competing interests. The authors declare no conflict of interest.

Funding. The visual ice observations, the collection of data on ice thickness using the AARI STK in the LED-SMP-1/2024 expedition and the analysis of the impact of technogenic factors on long-term ice forecasts, modernization of the STK, the analysis of the ice cover structure were supported by the Russian Science Foundation [grant number 23-17-00161] (T.A.Alekseeva, S.S. Serovetnikov, E.I. Makarov, V.V. Tikhonov, E.V. Afanasyeva, V.D. Kotelnikov, D.Yu. Yuskaev, E.V. Kozlovsky).

The development of a microwave radiometric complex at the Space Research Institute and the subsatellite experiment using the complex on board a nuclear icebreaker in the LED-SMP-1/2024 expedition were carried out within the framework of the topic “Monitoring” state registration No. 122042500031-8 (D.M. Ermakov, A.V. Kuzmin).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. Nguyen L.H., Park S-H., Yeo Gi-Tae. Keyword network analysis: Uncovering research trends on the Northern Sea Route. *The Asian Journal of Shipping and Logistics*. 2021;37(3):231–238. https://doi.org/10.1016/j.ajsl.2021.06.001
2. Gunnarsson B., Moe A. Ten years of international shipping on the Northern Sea Route: trends and challenges. *Arctic Review on Law and Politics*. 2021;12:4–30. https://doi.org/10.23865/arctic.v12.2614
3. Григорьев М.Н. Развитие транзитного потенциала Северного морского пути. *Контуры глобальных трансформаций: политика, экономика, право*. 2019;12(5):109–129. https://doi.org/10.23932/2542-0240-2019-12-5-109-129

   Grigoryev M.N. Development of transit potential of the Northern Sea Route. *Outlines of global transformations: politics, economics, law*. 2021;14(4):81–97. (In Russ.). https://doi.org/10.23932/2542-0240-2019-12-5-109-129
4. Chen S.-Y., Kern S., Li X.-Q., Hui F.-M., Ye Y.-F., Cheng X. Navigability of the Northern Sea Route for Arc7 ice-class vessels during winter and spring sea-ice conditions. *Advances in Climate Change Research*. 2022;13(5):676–687. https://doi.org/10.1016/j.accre.2022.09.005
5. Li X., Otsuka N., Brigham L.W. Spatial and temporal variations of recent shipping along the Northern Sea Route. *Polar Science*. 2021;27:100569. https://doi.org/10.1016/j.polar.2020.100569
6. Алексеева Т.А., Макаров Е.И., Бородкин В.А., Сероветников С.С., Саперштейн Е.Б., Соколова Ю.В., Котельников В.Д. Развитие методики проведения специальных судовых ледовых наблюдений. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2023;69(4):394–406. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-394-406

   Alekseeva T.A., Makarov Y.I., Borodkin V.A., Serovetnikov S.S., Saperstein E.B., Sokolova Yu.V., Kotelnikov V.D. Development of the method of special ship ice observations. *Arctic and Antarctic Research*. 2023;69(4):394–406. (In Russ.). https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-4-394-406
7. *Наблюдения за ледовой обстановкой*. СПб.: ГУ «ААНИИ»; 2009. 360 с.
8. Сероветников С.С., Фролов С.В., Клейн А.Э. Судовой телевизионный комплекс — реализация автоматизированной системы натурных измерений толщины морского льда. *Российская Арктика*. 2018;2:41–55. https://doi.org/10.24411/2658-4255-2018-00017

   Serovetnikov S.S., Frolov S.V., Klein A.E. Ship-based television complex — the program for automatic sea ice thickness monitoring. *Russian Arctic*. 2018;2:41–55. (In Russ.). https://doi.org/10.24411/2658-4255-2018-00017
9. Афанасьева Е.В., Сероветников С.С., Алексеева Т.А., Гришин Е.А., Солодовник А.А., Филиппов Н.А. Применение данных судового телевизионного комплекса в оперативном гидрометеорологическом обеспечении морской деятельности на примере картирования толщины ледяного покрова в Арктике. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2022;68(2):96–117. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-2-96-117

   Afanasyeva E.V., Serovetnikov S.S., Alekseeva T.A., Grishin E.A., Solodovnik A.A., Filippov N.A. Mapping the thickness of sea ice in the Arctic as an example of using data from a ship-based television complex for operational hydrometeorological support of maritime activities. *Arctic and Antarctic Research*. 2022;68(2):96–117. (In Russ.). https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-2-96-117
10. Карклин В.П., Юлин А.В., Шаратунова М.В., Мочнова Л.П. Климатическая изменчивость ледяных массивов Карского моря. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2017;4:37–46. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2017-0-4-37-46

Karklin V.O., Yulin A.V., Sharatunova M.V., Mochnova L.P. Climate variability of the Kara sea ice massifs. *Arctic and Antarctic Research*. 2017;(4):37–46. (In Russ.). https://doi.org/10.30758/0555-2648-2017-0-4-37-46

11. Бузуев А.Я., Дубовцев В.Ф., Захаров В.Ф., Смирнов В.Н. *Условия плавания судов во льдах морей северного полушария*. М.: ГУНиО; 1988. 280 с.

12. Саперштейн Е.Б., Макаров Е.И., Алексеева Т.А., Павлова Е.А. Новый подход в исследовании динамики ледового покрова Арктики и его практическое приложение в интересах судоходства. *Труды Крыловского государственного научного центра*. 2024; Специальный выпуск 1:168–176. EDN: QALYWX

    Sapershtein E.B., Makarov E.I., Alekseeva T.A., Pavlova E.A. New approach to Arctic ice dynamics research and its applications in Arctic shipping. *Transactions of the Krylov State Research Centre*. 2024; Special Issue 1:168–176. (In Russ.). EDN: QALYWX

13. Тихонов В.В., Раев М.Д., Шаркав Е.А., Боярский Д.А., Репина И.А., Комарова Н.Ю. Спутниковая микроволновая радиометрия морского льда полярных регионов. Обзор. *Исследование Земли из космоса*. 2016;4:65–84. https://doi.org/ 10.7868/S0205961416040072

    Tikhonov V.V., Raev M.D., Sharkov E.A., Boyarskii D.A., Repina I.A., Komarova N.Yu. Satellite microwave radiometry of sea ice of polar regions: a review. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2016;52(9):1012–1030. https://doi.org/10.1134/S0001433816090267

14. Ivanova N., Pedersen L., Tonboe R., Kern S., Heygster G., Lavergne T., Sorensen A., Saldo R., Dybkjaer 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. *Cryosphere*. 2015;9:1797–1817. https://doi.org/10.5194/tc-9-1797-2015

15. Алексеева Т.А., Соколова Ю.В., Афанасьева Е.В., Тихонов В.В., Раев М.Д., Шарков Е.А., Ковалев С.М., Смоляницкий В.М. Влияние загрязненности морского льда на ошибки в определении сплоченности в период таяния по данным спутниковой микроволновой радиометрии. *Исследование Земли из космоса*. 2022;5:30–46. https://doi.org/10.31857/S0205961422050037

    Alekseeva T.A., Sokolova J.V., Afanasyeva E.V., Tikhonov V.V., Raev M.D., Sharkov E.A., Kovalev S.M., Smolyanitsky V.M. The contribution of sea-ice contamination to inaccuracies in sea-ice concentration retrieval from satellite microwave radiometry data during the ice melt period. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2022;58(12):1470–1484. https://doi.org/10.1134/S0001433822120039

16. Болдырев В.В., Ильгасов П.А., Панцов В.Ю., Прохоров Ю.Н., Стрельников Н.И., Черный И.В., Чернявский Г.М., Яковлев В.В. Микроволновый сканер/зондировщик МТВЗА-ГЯ КА «Метеор-М» №1. *Вопросы электромеханики. Труды НПП ВНИИЭМ*. 2008;107:22–25.

    Boldyrev V.V., Ilgasov P.A., Pantsov V.Yu., Prokhorov Yu.N., Strelnikov N.I., Cherny I.V., Chernyavsky G.M., Yakovlev V.V. Microwave scanner/probe MTVZA-GYA spacecraft “Meteor-M” No. 1. *Questions of electromechanics. Proceedings of NPP VNIIEM*. 2008;107:22–25. (In Russ.)

17. Чернявский Г.М., Митник Л.М., Кулешов В.П., Митник М.Л., Стрельцов А.М., Евсеев Г.Е., Черный И.В. Моделирование яркостной температуры и первые результаты, полученные микроволновым радиометром МТВЗА-ГЯ со спутника «Метеор-М» № 2-2. *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2020;17(3):51–65. https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-3-51-65

    Chernyavsky G.M., Mitnik L.M., Kuleshov V.P., Mitnik M.L., Streltsov A.M., Evseev G.E., Cherny I.V. Brightness temperature modeling and first results derived from the MTVZA-GY radiometer of the Meteor-M No. 2-2 satellite. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2020;17(3):51–65. (In Russ.). https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-3-51-65

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ
ATMOSPHERE AND HYDROSPHERE PHYSICS

Оригинальная статья / Original paper
https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-338-352
УДК 551.513.2+550.42

Сезонная изменчивость физико-химических характеристик атмосферного аэрозоля на научно-исследовательском стационаре «Ледовая база Мыс Баранова» (арх. Северная Земля)

С.М. Сакерин[1]✉, Л.П. Голобокова[2], Д.А. Калашникова[1,3], М.А. Лоскутова[4], Н.А. Онищук[2], В.В. Полькин[1], С.А. Попова[1,5], Д.Д. Ризе[4], Г.В. Симонова[3], Ю.С. Турчинович[1], Т.В Ходжер[2], М.Ю. Шиховцев[1,2]

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

[2] *ФГБНУ Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия*

[3] *ФГБНУ Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия*

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

[5] *ФГБНУ Институт химической кинетики и горения им. В.В. Воеводского СО РАН, Новосибирск, Россия*

✉*sms@iao.ru*

СМС, 0000-0002-0419-4979; ЛПГ, 0000-0002-4960-8135; НАО, 0000-0001-8496-2757; ТВХ, 0000-0001-5772-7962; МЮШ, 0000-0002-7177-907X8

Аннотация. Представлено обобщение данных многолетних (2017–2023 гг.) измерений физико-химических характеристик аэрозоля на научно-исследовательском стационаре «Ледовая база Мыс Баранова»: концентраций ионов, микроэлементов, органического и элементного углерода (OC, EC), а также изотопного состава углерода $\delta^{13}C$. Основной вклад (73 %) в ионный состав аэрозоля вносят морские ионы Na^+ и Cl^-, а в элементный состав — терригенные Fe и Al (71 %). У элементов Se, Sn, Sb, Mo, As, Zn, Cu, Cr, Pb и Cd выявлены высокие коэффициенты обогащения, указывающие на техногенное происхождение. По характеру годового хода ионы и элементы разделились на три группы: 1) с зимним максимумом; 2) с летним или осенним максимумом; 3) со слабо выраженной изменчивостью. Годовой ход концентраций OC и EC характеризуется общим максимумом в зимне-весенний период. Среднемесячные значения изотопного состава углерода в аэрозоле изменяются в диапазоне от –28,3 ‰ (февраль) до –27,3 ‰ (май).

Ключевые слова: Арктика, аэрозоль, изотопный состав, ионы, микроэлементы, сезонная изменчивость, углерод

Для цитирования: Сакерин С.М., Голобокова Л.П., Калашникова Д.А., Лоскутова М.А., Онищук Н.А., Полькин В.В., Попова С.А., Ризе Д.Д., Симонова Г.В., Турчинович Ю.С., Ходжер Т.В., Шиховцев М.Ю. Сезонная изменчивость физико-химических характеристик атмосферного аэрозоля на научно-исследовательском стационаре «Ледовая база Мыс Баранова» (арх. Северная Земля). *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2024; 70(3): 338–352. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-338-352

Поступила 03.06.2024 **После переработки 28.06.2024** **Принята 01.07.2024**

Seasonal changes in the physicochemical characteristics of atmospheric aerosol at the research station "Ice Base Baranova Cape" (Severnaya Zemlya archipelago)

Sergey M. Sakerin[1]✉, Lyudmila P. Golobokova[2], Daria A. Kalashnikova[1,3], Marina A. Loskutova[4], Natalya A. Onischuk[2], Victor V. Polkin[1], Svetlana A. Popova[1,5], Denis D. Rize[4], Galina V. Simonova[3], Yuri S. Turchinovich[1], Tamara V. Khodzher[2], Mikhail Yu. Shikhovtsev[1,2]

[1] *V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics, SB RAS, Tomsk, Russia*

[2] *Limnology Institute, SB RAS, Irkutsk, Russia*

[3] *Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems, SB RAS, Tomsk, Russia*

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

[5] *Voevodsky Institute of Chemical Kinetics and Combustion, SB RAS, Novosibirsk, Russia*

✉*sms@iao.ru*

SMS, 0000-0002-0419-4979; LPG, 0000-0002-4960-8135; NAO, 0000-0001-8496-2757; TVK, 0000-0001-5772-7962; MYS, 0000-0002-7177-907X

Abstract. Since 2017 we have carried out aerosol sampling at the research station "Ice Base Baranova Cape" (Novaya Zemlya Archipelago) with the purpose of studying the variations in aerosol physicochemical characteristics: the concentrations of ions, microelements, organic and elemental carbon (OC and EC), as well as the isotopic composition of carbon $\delta^{13}C$ in the aerosol. The average summed concentrations of ions throughout the period of measurements were 1,99 μg/m^3, the concentrations of elements were 51,1 ng/m^3; and those of OC and EC were 398 and 25 ng/m^3, respectively; the isotopic composition of carbon $\delta^{13}C$ was –27.6 ‰. The main contribution (73 %) to the ion composition of atmospheric aerosol is due to "marine" ions Na^+ and Cl^-, and the contribution to the elemental composition is due to terrogenic Fe and Al (71 %). The large enrichment coefficients (with respect to Na^+ in sea water) were manifested for ions SO_4^{2-}, K^+, and Ca^{2+}. Aerosol enrichment by these ions is the largest in the warm period. In the aerosol elemental composition, we identified large enrichment coefficients (with respect to Al in the Earth's crust) in elements Se, Sn, Sb, Mo, As, Zn, Cu, Cr, Pb, and Cd, indicating their technogenic origin. The nearest sources of aerosol enrichment by technogenic elements are plants for mining and processing mineral resources in the Taymyr Autonomous Okrug. The statistical generalization of the multiyear data allowed us to calculate for the first time the annual average behavior of the chemical composition of aerosol in the study region. With respect to the seasonal variations, the ions and elements can be divided into three groups: 1) with winter maximum (Na^+, Cl^-, Mg^{2+}, Br^-; Se, Cd, V, Co, As); 2) with summer (PO_4^{3-}, NH_4^+, CH_3SO^{3-}, F^-) or autumn (Al, Ti, Li, Sr, Fe, Zn, Ba, Ni) maximum; 3) with poorly defined or indefinite variations in other ions (NO_3^-, K^+, SO_4^{2-}, Ca^{2+}) and elements (Cu, Pb, Mo, W, Sn, Cr, Sb, Mn). As most of the other characteristics, the annual behaviors of the OC and EC concentrations are characterized

by the general maximum in the winter-spring period. In addition, a second maximum is manifested in the OC content in the summer-autumn period. The average monthly carbon isotopic composition in the aerosol varies in the range from –28.3 ‰ (February) to –27.3 ‰ (May).

Keywords: Arctic, aerosol, carbon, ions, isotopic composition, seasonal variability, trace elements

For citation: Sakerin S.M., Golobokova L.P., Kalashnikova D.A., Loskutova M.A., Onischuk N.A., Polkin V.V., Popova S.A., Rize D.D., Simonova G.V., Turchinovich Yu.S., Khodzher T.V., Shikhovtsev M.Yu. Seasonal changes in the physicochemical characteristics of atmospheric aerosol at the research station “Ice Base Baranova Cape” (Severnaya Zemlya archipelago). *Arctic and Antarctic Research*. 2024;70(3):338–352. (In Russ.). https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-338-352

Received 03.06.2024 **Revised 28.06.2024** **Accepted 01.07.2024**

Введение

Аэрозоль является наиболее изменчивой и сложной по составу компонентой атмосферы во всех регионах планеты [1, 2]. Актуальность исследований аэрозоля обусловлена несколькими причинами. В зависимости от химического состава и размеров аэрозольных частиц в разной степени проявляется их влияние на рассеяние и поглощение солнечной радиации: либо разогрев атмосферы дополнительно к парниковым газам, либо выхолаживающий эффект [3, 4]. Кроме прямого и косвенного радиационного воздействия, аэрозоль участвует в процессах массообмена веществ (в т. ч. загрязняющих) между континентом и океаном [5]. Субмикронный аэрозоль может распространяться на сотни и тысячи километров, а время его жизни в атмосфере оценивается от суток до 1–2 недель. Поэтому дальние переносы аэрозоля, содержащего антропогенные загрязнения, могут оказывать негативное влияние на экологическое состояние природной среды и здоровье человека не только в районах эмиссий, но и в соседних регионах [6, 7].

В последние два десятилетия активно развиваются исследования аэрозоля в Арктике, которая отличается самой большой динамикой природной среды и уязвимостью к изменениям климата. Для выяснения причин и тенденций происходящих изменений ведутся регулярные измерения характеристик аэрозоля на полярных станциях [2, 8–11] и эпизодические — в морских и самолетных экспедициях [12, 13]. Отличительной особенностью Арктической зоны является малочисленность антропогенных источников загрязнения атмосферы. Кроме того, снежный и ледяной покров большую часть года препятствуют поступлению в атмосферу почвенного аэрозоля. Вследствие этого существенную роль играют эпизоды дальних переносов природного и антропогенного аэрозоля из континентальных районов: выбросы предприятий добычи и переработки минеральных ресурсов, сжигание различных видов топлива, лесные пожары и др. Активно развиваемые модельные расчеты позволяют оценить вклад различных источников аэрозольных загрязнений в отдельных районах Арктики [14–17].

Следствием переноса воздушных масс являются нерегулярные колебания концентраций аэрозолей с амплитудой, достигающей двух порядков в масштабе от суток до нескольких недель. Сильная синоптическая изменчивость характеристик аэрозоля затрудняет выделение менее выраженной компоненты среднего сезонного хода. Результаты многолетних наблюдений на полярных станциях позволили определить особенности сезонного изменения концентраций веществ, входящих в состав аэрозоля [2, 8–11, 18]. Наиболее общей закономерностью является увеличение концен-

траций в холодный период относительно теплого. Зимний максимум концентраций обусловлен усилением меридиональных переносов воздушных масс с континентов и уменьшением скорости осаждения аэрозоля в арктической атмосфере. Задержка осаждения аэрозоля в зимний период обусловлена часто наблюдаемыми инверсиями и накоплением загрязнений в отдельных слоях тропосферы, известным как «арктическая дымка» [18–20]. Средняя скорость осаждения аэрозоля в таких условиях уменьшается более чем на порядок [16].

Кроме зимне-весеннего максимума у ряда характеристик аэрозоля наблюдается еще летний максимум, обусловленный выносами в Арктику дымов лесных пожаров. Заметим, что оценки сезонной изменчивости в основном выполнены по данным наблюдений на зарубежных полярных станциях. В Азиатском секторе Арктики регулярные измерения характеристик аэрозоля начались примерно на 10 лет позже с соответствующим временным сдвигом в анализе полученных данных.

По данным наблюдений на научно-исследовательском стационаре «Ледовая база Мыс Баранова» (далее — «Мыс Баранова») в предшествующей работе были рассмотрены особенности межгодовой изменчивости ионного и элементного состава аэрозоля и приведены оценки средних концентраций для четырех сезонов [21]. В настоящей работе сезонная изменчивость химического состава аэрозоля анализируется более детально — по среднемесячным значениям концентраций и с учетом еще одного года измерений. Благодаря этому в годовом ходе концентраций проявились особенности, которые нивелировались при трехмесячном усреднении данных. Кроме ионного и элементного состава, представлено обобщение результатов измерений трех других характеристик — содержание в аэрозоле органического, элементного углерода, а также изотопного состава углерода.

Данные измерений и методы анализа

Полярная станция «Мыс Баранова» расположена на севере острова Большевик архипелага Северная Земля (79°17′ с. ш., 101°38′ в. д.). Подстилающая поверхность острова большую часть года покрыта льдом и снегом. В июле–августе частично вскрывается каменистая поверхность с мхом и лишайниками. На химический состав аэрозоля в этом секторе Арктики могут влиять выносы загрязнений из относительно близких районов добычи и переработки минеральных ресурсов в Таймырском (г. Норильск) и Ямало-Ненецком АО.

С октября 2017 г. по февраль 2023 г. на «Мысе Баранова» проводился отбор проб аэрозоля на стекловолоконные фильтры Whatman и Munktell для последующего определения химического и изотопного составов. Прокачка воздуха через фильтры осуществлялась с помощью многоканальной воздуходувки (аспиратора) на удалении более 200 м от жилых и производственных сооружений станции. Продолжительность накопления аэрозольного вещества на фильтрах составляла от одних до трех суток. Используемые нами методы химического анализа аэрозольных проб были представлены в нескольких статьях [11, 21–23], поэтому ограничимся кратким пояснением.

Концентрации водорастворимых ионов (Na^+, Cl^-, Mg^{2+}, K^+, SO_4^{2-}, Ca^{2+}, NO_3^-, NH_4^+, PO_4^{3-}, Br^-, F^-, CH_3SO^{3-}) определяли методом ионной хроматографии, а микроэлементов (Al, Ti, Cu, Mn, Sr, Ba, Sb, Li, Sn, Se, Cd, Fe, Zn, Cr, Ni, V, Co, As, Pb, W, Mo) — методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. Для определения концентраций органического и элементного углерода (OC, EC) использовали метод реакционной газовой хроматографии [24]. Изотопный состав углерода ($\delta^{13}C$)

определяли методом масс-спектрометрии изотопных отношений [25] с помощью изотопного масс-спектрометра DELTA V Advantage, совмещенного с элементным анализатором Flash 2000 (приборы предоставлены ТомЦКП СО РАН). Общее количество проб, которые использовали в расчетах, составляет: ионный и элементный состав — 261 и 257 проб соответственно; концентрации ОС и ЕС — 404 пробы; изотопный состав углерода в аэрозоле — 432 пробы.

Кроме концентраций ионов, проанализировано относительное содержание ионов с использованием долевых факторов [26] и коэффициентов обогащения [27]. Долевой фактор FM_{sea} позволяет оценить вклад в ионный состав аэрозоля преимущественно морских источников (Na^+, Cl^-):

$$FM_{sea} = 1 — [\sum (C^a_i - k_i^{sw} \cdot C^a_{Na})] / [\sum (C^a_i)], \quad (1)$$

где C^a_i — массовая концентрация *i*-того иона; C^a_{Na} — массовая концентрация Na^+; $k_i^{sw} = (C_i^{sw} / C_{Na}^{sw})$ — отношение концентраций *i*-того иона к концентрации Na^+ в морской воде; $\sum C^a_i$ — суммарная концентрация всех ионов в аэрозоле.

С помощью коэффициентов обогащения KO_i оценивался ионный состав аэрозоля относительно состава морской воды. Коэффициенты KO_i рассчитывали по соотношению концентраций разных ионов, нормированных на концентрацию Na^+, в составе аэрозоля и морской воды [27]:

$$KO_i = (C^a_i / C^a_{Na}) / (C^{sw}_i / C^{sw}_{Na}), \quad (2)$$

где (C^a_i / C^a_{Na}) — концентрация *i*-того иона относительно Na^+ в составе аэрозоля; (C^{sw}_i / C^{sw}_{Na}) — концентрация *i*-того иона относительно Na^+ в составе морской воды. Значительное превышение коэффициента обогащения ($KO_i >> 1$) свидетельствует о континентальном (включая антропогенное) происхождении ионов.

Аналогичным образом определяли коэффициенты обогащения микроэлементов в составе аэрозоля ($KO_э$) относительно содержания Al в земной коре [21, 28]:

$$KO_э = (X_i/Al)_{аэр}/(X_i/Al)_{зк}, \quad (3)$$

где X_i/Al — концентрация i-го элемента относительно Al в аэрозоле (аэр) и земной коре (зк). Расчеты величин $KO_э$ позволяют оценить влияние терригенных и нетерригенных (в основном техногенных) источников на поступление вещества в атмосферу. Для разделения источников использовались следующие значения коэффициентов обогащения: терригенные (литогенные) — при $KO_э < 10$; не терригенные (в основном техногенные) — при $KO_э > 50$; смешанные — при $10 < KO_э < 50$.

Обсуждение результатов

Ионный состав

Для определения среднего годового хода сначала рассчитывали средние концентрации ионов (элементов, ОС, ЕС) для каждого месяца и года, затем — их средние многолетние значения. Анализ полученных данных показал большую изменчивость среднемесячных и среднегодовых концентраций: коэффициенты вариаций находятся в диапазоне значений 50–200 %. Высокая изменчивость концентраций является следствием особенностей атмосферных переносов и эмиссий аэрозоля в разные месяцы и годы. Независимо от этих особенностей основной вклад в ионный состав аэрозоля на «Мысе Баранова» вносят ионы преимущественно морского происхождения: доля Na^+ и Cl^- в среднем составляет 73 % суммарной концентрации ионов (см. второй столбец табл. 1).

Таблица 1

Средние значения и стандартное отклонение концентраций ионов (мкг/м^3) в разные периоды года

Table 1

Average values and standard deviation of ion concentrations (μm/m^3) in different periods of the year

Ионы	Среднее многолетнее	Зимний максимум (ноябрь–март)	Летний минимум (июнь)	Летний максимум (август)
Cl^-	0,98 ± 1,49	1,42 ± 1,96	0,35 ± 0,37	0,71 ± 0,48
Na^+	0,47 ± 0,86	0,74 ± 1,15	0,12 ± 0,23	0,35 ± 0,31
K^+	0,06 ± 0,09	0,07 ± 0,09	0,02 ± 0,02	0,07 ± 0,08
Mg^{2+}	0,05 ± 0,10	0,08 ± 0,13	0,01 ± 0,01	0,02 ± 0,03
SO_4^{2-}	0,18 ± 0,20	0,21 ± 0,24	0,08 ± 0,09	0,20 ± 0,15
Ca^{2+}	0,06 ± 0,07	0,08 ± 0,09	0,02 ± 0,02	0,05 ± 0,05
NH_4^+	0,07 ± 0,10	0,05 ± 0,09	0,07 ± 0,05	0,15 ± 0,17
NO_3^-	0,04 ± 0,06	0,06 ± 0,07	0,02 ± 0,01	0,04 ± 0,05
F^-	0,01 ± 0,01	0,01 ± 0,01	0,01 ± 0,02	0,01 ± 0,02
Br^-	0,008 ± 0,012	0,01 ± 0,01	0,002 ± 0,002	0,002 ± 0,001
PO_4^{3-}	0,03 ± 0,11	0,03 ± 0,09	0,03 ± 0,08	0,12 ± 0,27
$CH_3SO_3^-$	0,01 ± 0,02	0,01 ± 0,02	0,01 ± 0,01	0,01 ± 0,02
Σ_i	1,99 ± 2,73	2,81 ± 3,60	0,74 ± 0,65	1,74 ± 0,98
N	261	125	21	14

Примечание. Σ_i — суммарная концентрация, *N* — количество проб аэрозоля.

Note. Σ_i is the summed concentration, and *N* is the number of aerosol samples.

Годовой ход суммарной концентрации ионов Σ_i (рис. 1*а*) характеризуется основным зимним максимумом и вторичным — в августе. По особенностям сезонной изменчивости концентрации ионов разделились на три группы. В годовом ходе концентраций первой группы ионов — Na^+, Cl^-, Mg^{2+} и Br^- (в основном «морских») — наблюдается продолжительный зимний максимум и низкие значения в теплый период (рис. 1*б*). С февраля по июнь концентрации указанных ионов уменьшаются в 4–8 раз.

Зимний максимум морских ионов согласуется с данными наблюдений на других полярных станциях [11, 12]. Несмотря на закрытие подстилающей поверхности льдом и снегом, морские ионы не исчезают из атмосферы. Их содержание поддерживается за счет дальнего переноса с открытых участков океана и эмиссий из морского льда. Но самое главное, что из-за зимних инверсий существенно уменьшается скорость осаждения аэрозоля [16], что способствует его длительному нахождению в атмосфере (увеличивается «время жизни»).

Обращает на себя внимание большой максимум концентрации ионов Br^-, сдвинутый на апрель. Высокое весеннее содержание брома в полярных районах отмечалось разными авторами. Наиболее вероятным источником является эмиссия брома из молодого морского льда и снега [29].

Во второй группе ионов (PO_4^{3-}, NH_4^+, CH_3SO^{3-}, F^-) основным является летний (июнь–август) максимум концентраций, а зимний — проявляется менее значительно (рис. 1*в*). Причиной летнего максимума являются практически ежегодные выносы дымов лесных пожаров в Сибири. Третья группа ионов (NO_3^-, K^+, SO_4^{2-}, Ca^{2+}) отличается небольшой амплитудой сезонной изменчивости с сопоставимыми значе-

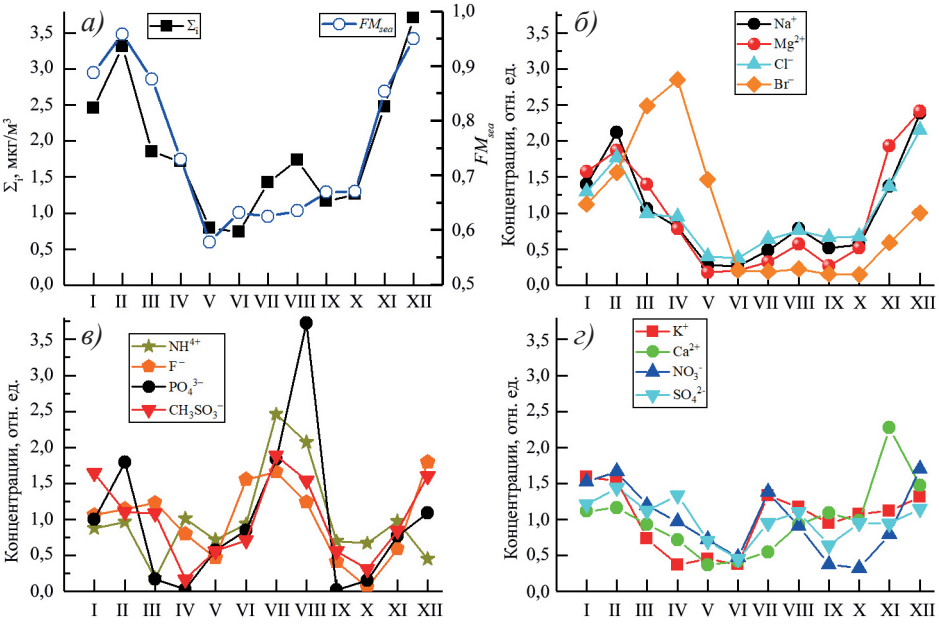

Рис. 1. Средний годовой ход: суммарных концентраций ионов Σ_i и FM_{sea} (*а*); нормированных (на среднегодовые значения) концентраций ионов Na^+, Mg^{2+}, Cl^- и Br^- (*б*); NH_4^+, F^-, PO_4^{3-}, CH_3SO^{3-} (*в*); K^+, Ca^{2+}, NO_3^-, SO_4^{2-} (*г*)

Fig. 1. Annual average behaviors of: (*a*) the summed concentrations of ions Σ_i and FM_{sea}; normalized (by annual average values) concentrations of ions (*б*) Na^+, Mg^{2+}, Cl^- и Br^-; (*в*) NH_4^+, F^-, PO_4^{3-}, CH_3SO^{3-}; and (*г*) K^+, Ca^{2+}, NO_3^-, SO_4^{2-}

ниями зимнего и летнего максимумов (рис. 1*г*). Количественные данные о средних концентрациях ионов в характерные периоды максимумов и минимумов приведены в табл. 1. Независимо от типа годового хода, общим для всех ионов является минимум концентраций в начале лета (у большинства — в июне), который согласуется с минимальным содержанием субмикронного аэрозоля на «Мысе Баранова» [30].

Следствием зимнего максимума содержания «морских» ионов (Na^+, Cl^-), вносящих основной вклад в суммарную концентрацию, являются высокие значения долевого фактора FM_{sea} в зимние месяцы (0,85–0,96) в сравнении с теплым периодом (0,58–0,67) (см. рис. 1*а*). Анализ коэффициентов обогащения ионов (KO_i) показал, что их сезонная изменчивость в явном виде не проявляется. Наиболее высокие значения коэффициентов обогащения наблюдаются у ионов SO_4^{2-}, K^+ и Ca^{2+} с максимумами в мае, июле и сентябре соответственно (табл. 2).

Таблица 2

Коэффициенты обогащения ионов относительно состава морской воды

Table 2

Ion enrichment factors relative to seawater composition

Характеристики	KO_i (SO_4^{2-})	KO_i (Ca^{2+})	KO_i (K^+)
Среднегодовое значение	2,2 ± 1,0	4,1 ± 1,7	4,7 ± 2,5
В периоды максимума	4,1 (май)	6,8 (сентябрь)	10 (июль)

Элементный состав

В табл. 3 представлены статистические данные о содержании в аэрозоле микроэлементов: среднегодовые значения концентраций (в порядке убывания), коэффициенты обогащения относительно состава земной коры ($КО_э$), а также диапазон изменения среднемесячных значений концентраций элементов. Основной вклад (71 %) в суммарную концентрацию ($\Sigma_э$) элементов в составе аэрозоля вносят Fe и Al. Следующим по значимости является вклад Zn, Cr, Cu, Mn. В водорастворимой фракции аэрозоля преобладают соли V, As, Cd, Sb и Ba, а в твердой фракции — соединения элементов Al, Ti, Mn, Fe, Be, Co, Sn, Ag и Pb.

Таблица 3

Средние концентрации микроэлементов (нг/м^3) и коэффициенты обогащения $КО_э$

Table 3

Average concentrations of microelements (ng/m^3) and coefficients of enrichment CE_E

Элементы	Среднегодовые значения			Диапазон изменения среднемесячных значений
	средние	СКО	$КО_э$	
Fe	24,4	8,5	4,1	13 (май) … 42 (октябрь)
Al	11,9	3,8	1,0	8,2 (март) … 22 (сентябрь)
Zn	4,2	1,3	**389**	2,5 (апрель) … 5,8 (март)
Cr	2,4	1,0	**165**	1,1 (май) … 5,3 (январь)
Cu	1,8	0,5	**254**	1,1 (октябрь) … 2,9 (август)
Mn	1,4	1,0	9,8	0,4 (апрель) … 2,8 (ноябрь)
Sn	1,06	0,67	**3321**	0,21 (сент., окт.) … 2,26 (январь)
Ti	1,0	0,8	1,3	0,28 (февраль) … 2,95 (сентябрь)
Sr	0,55	0,26	38	0,31 (май, июль) … 0,76 (декабрь)
Ba	0,55	0,24	11	0,32 (апрель) … 1,14 (сентябрь)
Ni	0,45	0,12	39	0,27 (июль) … 0,66 (сентябрь)
Pb	0,43	0,12	**215**	0,20 (октябрь) … 0,61 (март)
W	0,16	0,15	7,0	0,02 (август) … 0,48 (июнь)
Se	0,14	0,04	**19366**	0,10 (сентябрь) … 0,21 (март)
V	0,12	0,07	5,1	0,03 (август) … 0,26 (март)
Mo	0,10	0,02	**600**	0,07 (февраль) … 0,14 (октябрь)
Cd	0,09	0,08	**84**	0,02 (окт., дек.) … 0,25 (март)
Co	0,09	0,06	33	0,02 (август) … 0,17 (июнь)
As	0,08	0,06	**386**	0,02 (август, окт.) … 0,18 (январь)
Sb	0,05	0,02	**1886**	0,04 (окт. — февр.) … 0,08 (июнь, сент.)
Li	0,03	0,01	12	0,02 (дек. — февр.) … 0,07 (сент.)
$\Sigma_э$	51,1	12,3	–	–
N	257			

Примечание. $\Sigma_э$ — суммарная концентрация, N — количество проб аэрозоля.

Note. $\Sigma_э$ is the summed concentration, and N is the number of aerosol samples.

Анализ коэффициентов обогащения показал, что содержание в аэрозоле Al, Ti, Mn, Fe, V и W мало отличается от состава земной коры ($КО_э < 10$), то есть они имеют терригенное происхождение. Высокие значения коэффициентов обогащения Se, Sn, Sb, Mo, As, Zn, Cu, Cr, Pb и Cd (выделены жирным шрифтом) указывают на их техногенное происхождение. Основным источником обогащения атмосферы этими элемен-

тами являются выносы антропогенных загрязнений со стороны предприятий добычи и переработки минеральных ресурсов, расположенных в Таймырском АО (г. Норильск и др.). Умеренные значения коэффициентов обогащения Sr, Ba, Li, Ni и Co дают основание отнести их к элементам смешанного происхождения. Заметим, что перечень техногенных элементов, выявленных в атмосфере «Мыса Баранова», практически совпадает с данными морских экспедиций в Северном Ледовитом океане (СЛО) [31] и модельных расчетов переносов в Арктику тяжелых металлов [16, 17, 32].

Обращает на себя внимание большой диапазон изменения среднемесячных значений концентраций — у некоторых элементов он достигает одного порядка (см. правый столбец табл. 3). Кроме того, максимумы и минимумы концентраций разных элементов наблюдаются в разные месяцы. Указанные различия обусловлены сезонной изменчивостью выбросов в атмосферу различных видов загрязнений с последующим переносом в Арктику. В холодный период начинают работать системы отопления и одновременно, из-за снежного покрова, ограничивается поступление в атмосферу терригенных элементов. Летом на состав аэрозоля влияют массовые лесные пожары, весной — палы растительности и эмиссии из снега/льда загрязнений, накопившихся в холодный период.

По характеру сезонной изменчивости микроэлементы, как и ионы, разделились на 3 группы (рис. 2). Главной особенностью годового хода 1-й группы элементов (Se, Cd, V, Co, As) является хорошо выраженный зимне-весенний максимум (январь–июнь) и низкие значения концентраций во второй половине года. Зимний

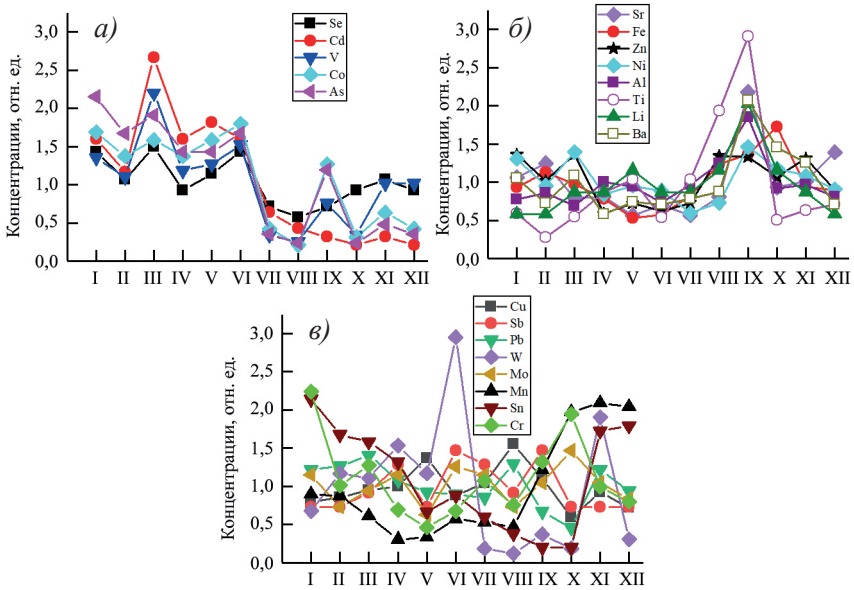

Рис. 2. Средний годовой ход нормированных (на среднегодовые значения) концентраций трех групп микроэлементов: (*а*) Se, Cd, V, Co, As; (*б*) Al, Ti, Li, Sr, Fe, Zn, Ba, Ni; (*в*) Cu, Pb, Mo, W, Sn, Cr, Sb, Mn

Fig. 2. Average behaviors of normalized (by the annual average values) concentrations from the three groups of microelements: (*a*) Se, Cd, V, Co, As; (*б*) Al, Ti, Li, Sr, Fe, Zn, Ba, Ni; (*в*) Cu, Pb, Mo, W, Sn, Cr, Sb, Mn

максимум концентраций этих элементов (а также Cr, Sb и частично Mn) согласуется с данными измерений содержания субмикронного аэрозоля и черного углерода на полярных станциях [2, 8, 9, 30] и результатами модельных расчетов концентраций тяжелых металлов [16, 17].

У элементов 2-й группы (Al, Ti, Li, Sr, Fe, Zn, Ba, Ni) пик концентраций наблюдается осенью (в основном в сентябре). Внутригодовая изменчивость элементов 3-й группы разнообразна и менее выражена: у одних элементов (Cu, Pb, Mo) сезонный ход практически не проявляется; у других (W, Sn, Cr, Sb, Mn) наблюдаются одно- или двухмесячные всплески концентраций, не совпадающие с периодами максимумов двух первых групп элементов. Нельзя исключить, что некоторые всплески в среднем годовом ходе концентраций обусловлены местным техногенным воздействием в сочетании с малым количеством отобранных проб аэрозоля. Для выяснения имеющихся неопределенностей необходимы продолжение наблюдений (отбор проб) и более детальный анализ с привлечением информации о траекториях движения воздушных масс.

Отметим также, что совместный анализ типов сезонной изменчивости концентраций не выявил однозначной взаимосвязи с типами микроэлементов (терригенные, смешанные, техногенные). То есть в каждой группе годового хода концентраций (см. рис. 2) есть микроэлементы различного происхождения.

Концентрации OC, EC и изотопный состав углерода $\delta^{13}C$

Средние значения концентраций органического и элементного углерода за весь период наблюдений на «Мысе Баранова» составили 398 и 25 нг/м^3 соответственно. Как и другие характеристики, концентрации OC и EC отличаются большой изменчивостью. Тем не менее в годовом ходе средних и квартильных значений концентраций (рис. 3) проявился зимне-весенний максимум: в марте у OC и в феврале–апреле у EC. Кроме того, наблюдается повышение концентраций (второй максимум) в летне-осений период. В сравнении с ионами и элементами (см. рис. 1, 2) амплитуда сезонной изменчивости концентраций OC и EC невелика. Отношение максимума к минимуму среднемесячных значений OC и EC составляет 1,6–1,8, а у концентраций ионов и элементов это соотношение достигает одного порядка.

Изотопный состав углерода $\delta^{13}C$ в атмосферном аэрозоле изменялся в диапазоне от –33,6 до –23,6 ‰. Средняя величина $\delta^{13}C$ (–27,60 ± 1,02 ‰) за весь период наблюдений занимает промежуточное положение между тяжелым (–23 ‰ … –27 ‰ —

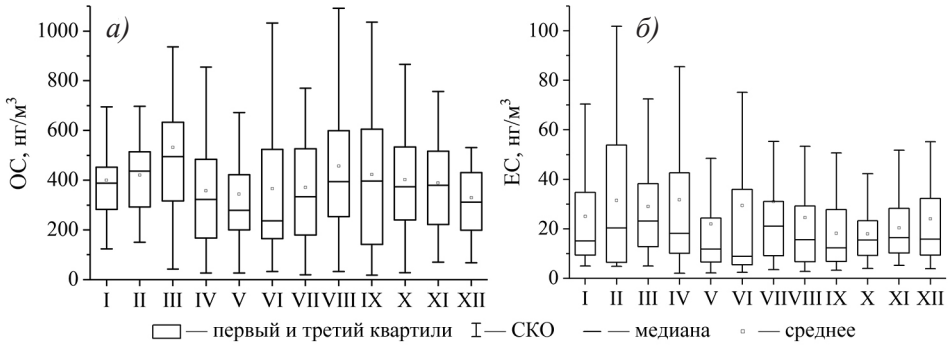

Рис. 3. Средний годовой ход статистических характеристик концентраций OC (*а*) и EC (*б*)

Fig. 3. Average annual behaviors of the statistical characteristics of concentrations OC (*а*) and EC (*б*)

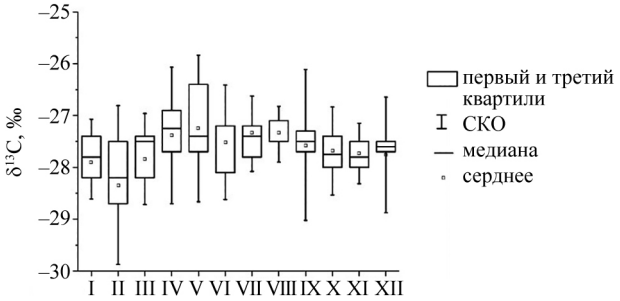

Рис. 4. Средний годовой ход статистических характеристик изотопного состава углерода $\delta^{13}C$ в атмосферном аэрозоле

Fig. 4. Average annual behaviors of the statistical characteristics of isotopic composition of carbon $\delta^{13}C$ in atmospheric aerosol

сжигание угля и древесины) и легким (–28‰ … –29‰ — сжигание нефтепродуктов) изотопным составом углерода [33]. На рис. 4 показан средний годовой ход статистических характеристик изотопного состава углерода. Более низкие средние значения $\delta^{13}C$ наблюдаются в зимний период (с минимумом в феврале –28,3 ‰), что свидетельствует о преобладании в аэрозоле легкого изотопа углерода ^{12}C. После февраля происходит утяжеление изотопного состав углерода до максимального значения (–27,3 ‰) в мае и последующая тенденция снижения до зимнего уровня. Можно также заметить небольшое отклонение от этой тенденции (обогащение тяжелым изотопом ^{13}C) в июле–августе, которое указывает на влияние выносов от лесных пожаров. Утяжеление изотопного состава углерода до среднемесячных значений –26,5 ‰ наиболее явно проявилось в 2019 г. во время лесных пожаров на территории Красноярского края и Республики Саха. Аналогичное влияние лесных пожаров отмечалось в результатах наблюдений на станции Caribou Poker Creek (Аляска) [34]: величина $\delta^{13}C$ в аэрозоле в обычных условиях равнялась –27,4 ‰, а при задымлении от лесных пожаров наблюдалось утяжеление изотопного состава углерода до –26,8 ‰.

Заключение

Проведено статистическое обобщение результатов многолетних (2017–2023 гг.) измерений на научно-исследовательском стационаре «Ледовая база Мыс Баранова» физико-химических характеристик атмосферного аэрозоля: концентраций ионов, микроэлементов, органического и элементного углерода, а также изотопного состава углерода в аэрозоле. Основной вклад в ионный состав аэрозоля вносят ионы преимущественно морского происхождения Na^+ и Cl^- (73 %), а в элементный состав — терригенные Fe и Al (71 %). Средняя суммарная концентрация ионов за период измерений составила 1,99 мкг/м^3, элементов — 51,1 нг/м^3; концентрации органического и элементного углерода — 398 и 25 нг/м^3 соответственно.

По особенностям годового хода ионы разделились на три группы: 1) с продолжительным зимним максимумом концентраций — Na^+, Cl^-, Mg^{2+} и Br^-; 2) с летним (июнь–август) максимумом — PO_4^{3-}, NH_4^+, CH_3SO^{3-}, F^-; 3) со слабо выраженной изменчивостью — NO_3^-, K^+, SO_4^{2-}, Ca^{2+}. Вследствие зимнего максимума содержания ионов Na^+ и Cl^- долевой фактор морских источников в холодный период имеет более высокие значения (0,85–0,96), чем в теплый период (0,58–0,67). Сезонная изменчивость коэффициентов обогащения ионов в явном виде не проявилась: более

высокие значения коэффициентов обогащения отмечены у ионов SO_4^{2-}, K^+ и Ca^{2+} с максимумами в мае, июле и сентябре соответственно.

Анализ коэффициентов обогащения микроэлементов показал, что содержание в аэрозоле Al, Ti, Mn, Fe, V и W мало отличается от состава земной коры, т. е. они имеют терригенное происхождение. Элементы Sr, Ba, Li, Ni и Co, с умеренными коэффициентами обогащения, отнесены к элементам смешанного происхождения. Высокие коэффициенты обогащения, выявленные у элементов Se, Sn, Sb, Mo, As, Zn, Cu, Cr, Pb и Cd, указывают на их техногенное происхождение. Наиболее близкими к «Мысу Баранова» источниками техногенных элементов являются предприятия добычи и переработки минеральных ресурсов, расположенные в Таймырском АО (г. Норильск и др.).

По характеру сезонной изменчивости микроэлементы тоже разделились на три группы: 1) с хорошо выраженным зимне-весенним (январь–июнь) максимумом — Se, Cd, V, Co, As; 2) с осенним (в основном сентябрь) всплеском концентраций — Al, Ti, Li, Sr, Fe, Zn, Ba, Ni; 3) с менее выраженным сезонным ходом — Cu, Pb, Mo, W, Sn, Cr, Sb, Mn. Отмечено, что взаимосвязь типов сезонной изменчивости концентраций с типами микроэлементов (терригенные, смешанные, техногенные) в явном виде не проявляется.

Как и у большинства других характеристик аэрозоля, в среднем годовом ходе концентраций органического и элементного углерода наблюдаются зимне-весенний и летне-осенний максимумы. Однако сезонная изменчивость концентраций OC/EC, в сравнении с другими характеристиками, выражена слабо. Соотношение максимальных и минимальных среднемесячных концентраций составляет 1,55–1,75.

Средняя величина изотопного состава углерода в аэрозоле за весь период наблюдений составила –27,60 ± 1,02 ‰. Самый тяжелый изотопный состав углерода наблюдается в мае (–27,3 ‰). Затем происходит постепенное снижение среднемесячных величин $\delta^{13}C$ до минимума в феврале (–28,3 ‰).

Отмечена необходимость продолжения исследований химического состава аэрозоля на «Мысе Баранова» для уточнения оценок сезонной изменчивости и выяснения причин отличия годового хода отдельных характеристик.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.
Финансирование. Анализ сезонной изменчивости химического состава аэрозоля выполнен при финансовой поддержке проекта РНФ № 21-77-20025, а отбор проб аэрозоля проводился в рамках Федеральной научно-технической программы в области экологического развития Российской Федерации и климатических изменений на 2021–2030 годы.
Благодарности. Авторы выражают благодарность начальнику высокоширотной Арктической экспедиции В.Т. Соколову и инженерному составу метеорологов, проводивших наблюдения (отбор проб) в разные годы.
Competing interests. There is no conflict of interests.
Funding. The analysis of the seasonal variations in the chemical composition of aerosol was carried out with the support from the Russian Science Foundation (project no. 21-77-20025), and the aerosol samples were collected in the framework of the Federal scientific-technical program in the field of ecological development of the Russian Federation and climate changes for 2021–2030.
Acknowledgements. The authors thank the head of the high-latitude Arctic Expedition V.T. Sokolov and the engineering staff of meteorologists, who carried out the observations (sampling) in different years.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. Kondratyev K.Ya., Ivlev L.S., Krapivin V.F., Varotsos C.A. *Atmospheric aerosol properties, formation processes, and impacts: from nano- to global scales*. Chichester: Springer/PRAXI; 2006. 572 p.
2. *Physics and Chemistry of the Arctic Atmosphere*. Alexander Kokhanovsky A., Tomasi C. (eds). Springer Cham; 2020. 717 p. https://doi.org/10.1007/978-3-030-33566-3

3. Haywood J., Boucher O. Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: a review. *Rev. Geophys*. 2000;38(4):513–543. https://doi.org/10.1029/1999RG000078

4. Abbatt J.P.D., Leaitch W.R., Aliabadi A.A., Bertram A.K., Blanchet J.-P., Boivin-Rioux A., Bozem H., Burkart J., Chang R.Y.W., Charette J., Chaubey J.P., Christensen R.J., Cirisan A., Collins D.B., Croft B., Dionne J., Evans G.J., Fletcher C.G., Gal M., Ghahremaninezhad R., Girard E., Gong W., Gosselin M., Gourdal M., Hanna S.J., Hayashida H., Herber A.B., Hesaraki S., Hoor P., Huang L., Hussherr R., Irish V.E., Keita S.A., Kodros J.K., Kollner F., Kolonjari F., Kunkel D., Ladino L.A., Law K., Levasseur M., Libois Q., Liggio J., Lizotte M., Macdonald K.M., Mahmood R., Martin R.V., Mason R.H., Miller L.A., Moravek A., Mortenson E., Mungall E.L., Murphy J.G., Namazi M., Norman A.-L., O'Neill N.T., Pierce J.R., Russell L.M., Schneider J., Schulz H., Sharma S., Si M., Staebler R.M., Steiner N.S., Thomas J.L., von Salzen K., Wentzell J.J.B., Willis M.D., Wentworth G.R., Xu J.-W., Yakobi-Hancock J.D. Overview paper: New insights into aerosol and climate in the Arctic. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2019;19:2527–2560. https://doi.org/10.5194/acp-19-2527-2019

5. Шевченко В.П. *Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике*. М.: Наука; 2006. 226 с.

6. Shindell D., Kuylenstierna J.C.I., Vignati E., van Dingenen R., Amann M., Klimont Z., Anenberg S.C., Muller N., Janssens-Maenhout G., Raes F., Schwartz J., Faluvegi G., Pozzoli L., Kupiainen K., Höglund-Isaksson L., Emberson L., Streets D., Ramanathan V., Hicks K., Oanh N.T.K., Milly G., Williams M., Demkine V., Fowler D. Simultaneously mitigating near-term climate change and improving human health and food security. *Science.* 2012;335(6065):183–189. https://doi.org/10.1126/science.1210026

7. Schmale J., Arnold S., Law K.S., Thorp T., Anenberg S., Simpson W., Mao J., Pratt K.A. Local Arctic air pollution: A neglected but serious problem. *Earth's Future*. 2018;6:1385–1412. https://doi.org/10.1029/2018EF000952

8. Schmale J., Sharma S., Decesari S., Pernov J., Massling A., Hansson H.C., von Salzen K., Skov H., Andrews E., Quinn P.K., Upchurch L.M., Eleftheriadis K., Traversi R., Gilardoni S., Mazzola M., Laing J., Hopke P. Pan-Arctic seasonal cycles and long-term trends of aerosol properties from 10 observatories. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2022;22:3067–3096. https://doi.org/10.5194/acp-22-3067-2022

9. Quinn P.K., Bates T.S., Schulz K., Shaw G.E. Decadal trends in aerosol chemical composition at Barrow, Alaska: 1976–2008. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2009;9:8883–8888. https://doi.org/10.5194/acp-9-8883-2009

10. Sirois A., Barrie L.A. Arctic lower tropospheric aerosol trends and composition at Alert, Canada: 1980–1995. *J. Geophys. Res*. 1999;104(D9):11599–11618. https://doi.org/10.1029/1999JD900077

11. Fenger M., Sørensen L.L., Kristensen K., Jensen B., Nguyen Q.T., Nøjgaard J.K., Massling A., Skov H., Becker T., Glasius M. Sources of anions in aerosols in northeast Greenland during late winter. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2013;13:1569–1578. https://doi.org/10.5194/acp-13-1569-2013

12. Sakerin S.M., Kabanov D.M., Makarov V.I., Polkin V.V., Popova S.A., Chankina O.V., Pochufarov A.O., Radionov V.F., Rize D.D. Spatial distribution of atmospheric aerosol physicochemical characteristics in Russian sector of the Arctic Ocean. *Atmosphere*. 2020;11(11):1170. https://doi.org/10.3390/atmos1111170

13. Антохина О.Ю., Антохин П.Н., Аршинова В.Г., Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Белан С.Б., Бердашкинова О.И., Голобокова Л.П., Давыдов Д.К., Ивлев Г.А., Козлов А.В., Онищук Н.А., Рассказчикова Т.М., Савкин Д.Е., Симоненков Д.В., Скляднева Т.К., Толмачев Г.Н., Фофонов А.В., Ходжер Т.В. Состав воздуха над Российским сектором Арктики в сентябре 2020 г. 4. Атмосферный аэрозоль. *Оптика атмосферы и океана*. 2024;37(3):214–224. https://doi.org/10.15372/AOO20240305

    Antokhina O.Yu., Antokhin P.N., Arshinova V.G., Arshinov M.Yu., Belan B.D., Belan S.B., Berdashkinova O.I., Golobokova L.P., Davydov D.K., Ivlev G.A., Kozlov A.V., Onischuk N.A., Rasskazchikova T.M., Savkin D.E., Simonenkov D.V., Sklyadneva T.K., Tolmachev G.N., Fofonov A.V., Khodzher T.V. Air composition over the Russian Arctic. 4. Atmospheric aerosols. *Optika Atmosfery i Okeana = Ocean. Opt*. 2024;37(3):214–224. (In Russ.). https://doi.org/10.15372/AOO20240305

14. Bond T.C., Streets D.G., Yarber K.F., Nelson S.M., Woo J.-H., Klimont Z. A technology-based global inventory of black and organic carbon emissions from combustion. *J. Geophys. Res*. 2004;109:D14203. https://doi.org/10.1029/2003JD003697

15. Hirdman D., Sodemann H., Eckhardt S., Burkhart J.F., Jefferson A., Mefford T., Quinn P.K., Sharma S., Strom J., Stohl A. Source identification of short-lived air pollutants in the Arctic using statistical analysis of measurement data and particle dispersion model output. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2010;10:669–693. https://doi.org/10.5194/acp-10-669-2010

16. Виноградова А.А., Иванова Ю.А. Тяжелые металлы в атмосфере над северным побережьем Евразии: Межгодовые вариации зимой и летом. *Геофизические процессы и биосфера*. 2016;15(4):5–17. https://doi.org/10.21455/GPB2016.4-1

    Vinogradova A.A., Ivanova Yu.A. Heavy metals in the atmosphere over the Northern coast of Eurasia: Interannual variations in winter and summer. *Izv. Atmos. Ocean. Phys*. 2017;53(7): 711–718. https://doi.org/10.1134/S000143381707009X

17. Виноградова А.А., Иванова Ю.А. Перенос воздушных масс и загрязнений к арктическим островам России (1986–2016 гг.): долговременные, межгодовые и сезонные вариации. *Геофизические процессы и биосфера*. 2017;16(4):5–20. https://doi.org/10.21455/GPB2017.4-1

    Vinogradova A.A., Ivanova Yu.A. Air mass and pollution transport to the Arctic Russian islands (1986-2016): Long-term, year to year, and seasonal variations. *Geophysical processes and biosphere*. 2017;16(4):5–20. (In Russ.). https://doi.org/10.21455/GPB2017.4-1

18. Quinn P.K., Shaw G., Andrews E., Dutton E.G., Ruoho-Airola T., Gong S.L. Arctic haze: Current trends and knowledge gaps. *Tellus*. 2007;59B:99–114. https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2006.00238.x

19. Shaw G.E. The Arctic haze phenomenon. *Bull. Am. Meteor. Soc*. 1995;76:2403–2414. https://doi.org/10.1175/1520-0477(1995)076<2403:TAHP>2.0.CO;2

20. Arnold S.R., Law K.S., Brock C.A., Thomas J.L., Starkweather S., von Salzen K., Stohl A., Sharma S., Lund M., Flanner M.G., Petäjä T., Tanimoto H., Gamble J., Dibb J.E., Melamed M., Johnson N., Fidel M., Tynkkynen V.-P., Baklanov A., Bozem H. Arctic air pollution: Challenges and opportunities for the next decade. *Elementa: Science of the Anthropocene*. 2016;4:000104. https://doi.org/10.12952/journal.elementa.000104

21. Голобокова Л.П., Бердашкинова О.И., Лоскутова М.А., Ризе Д.Д., Онищук Н.А., Сакерин С.М., Турчинович Ю.С. Результаты многолетних исследований химического состава аэрозоля в атмосфере на стационаре «Ледовая база Мыс Баранова». *Оптика атмосферы и океана*. 2023;36(11):874–882. https://doi.org/10.15372/AOO20231102

    Golobokova L.P., Berdashkinova O.I., Loskutova M.A., Rize D.D., Onischuk N.A., Sakerin S.M., Turchinovich Yu.S. Long-term studies of atmospheric aerosol chemical composition at the Cape Baranov Ice Base Station. *Atmos. Ocean. Opt*. 2024;37(1):14–23. https://doi/org/10.1134/S1024856023700033

22. Сакерин С.М., Голобокова Л.П., Кабанов Д.М., Калашникова Д.А., Козлов В.С., Круглинский И.А., Макаров В.И., Макштас А.П., Попова С.А., Радионов В.Ф., Симонова Г.В., Турчинович Ю.С., Ходжер Т.В., Хуриганова О.И., Чанкина О.В., Чернов Д.Г. Результаты измерений физико-химических характеристик атмосферного аэрозоля на «Ледовой базе Мыс Баранова» в 2018 г. *Оптика атмосферы и океана*. 2019;32(6):421–429. https://doi.org/10.15372/AOO20190601

    Sakerin S.M., Golobokova L.P., Kabanov D.M., Kalashnikova D.A., Kozlov V.S., Kruglinsky I.A., Makarov V.I., Makshtas A.P., Popova S.A., Radionov V.F., Simonova G.V., Turchinovich Yu.S., Khodzher T.V., Khuriganowa O.I., Chankina O.V., Chernov D.G. Measurements of physicochemical characteristics of atmospheric aerosol at Research Station Ice Base Cape Baranov in 2018. Atmos. *Ocean. Opt*. 2019;32(5):511–520. https://doi.org/ 10.1134/S1024856019050130

23. Golobokova L.P., Kruglinsky I.A., Pochufarov A.O., Marinaite I.I., Onishchuk N.A., Kravchishina M.D., Flint M.V., Shikhovtsev M.Yu., Khuriganov O.I. Chemical composition of atmospheric aerosol in Arctic Regions in summer 2021. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2023;59(1):S70–S80. https://doi.org/10.1134/S000143382313008X

24. Makarov V.I., Koutsenogii K.P., Koutsenogii P.K. Daily and seasonal changes of organic and inorganic carbon content in atmospheric aerosol Novosibirsk region. *J. Aer. Sci*. 1999;30:S255–S256. https://doi.org/10.1016/S0021-8502(99)80139-6

25. Лебедев А.Т. *Масс-спектрометрия для анализа объектов окружающей среды*. М.: Техносфера; 2013. 632 с.

26. Полькин В.В., Щелканов Н.Н., Голобокова Л.П., Панченко М.В. Сравнение методик оценки вклада континентальных и морских источников в ионный состав приводного аэрозоля Белого моря. *Оптика атмосферы и океана*. 2008;21(1):23–26.

    Pol'kin V.V., Shchelkanov N.N., Golobokova L.P., Panchenko M.V. Comparison of the techniques for estimating the contribution of continental and marine sources into ion composition of near-water aerosol of the White Sea. *Atmos. Ocean. Opt*. 2008;21(1):17–19.

27. Tsunogai S., Saito O., Yamada K., Nakay S. Chemical composition of oceanic aerosol. *J. Geophys. Res*. 1972;77(27):5283–5292. https://doi.org/10.1029/JC077i027p05283

28. Xu G., Gao Y. Atmospheric trace elements in aerosols observed over the Southern Ocean and coastal East Antarctica. *Polar Res*. 2014;33:23973. https://doi.org/10.3402/polarv.33.23973

29. Pratt K.A., Custard K.D., Shepson P.B., Douglas T.A., Pöhler D., General S., Zielcke J., Simpson W.R., Platt U., Tanner D.J., Huey L.G., Carlsen M., Stirm B.H. Photochemical production of molecular bromine in Arctic surface snowpacks. *Nature Geoscience Letters*. 2013;6:351–356. https://doi/org/10.1038/NGEO1779

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

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

31. Полькин В.В., Голобокова Л.П., Онищук Н.А., Сакерин С.М., Шевченко В.П., Шиховцев М.Ю. Статистическое обобщение ионного и элементного состава аэрозоля в Евразийском секторе Северного Ледовитого океана. *Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы. Труды XXX Международного симпозиума*. С-Петербург, 1–5 июля 2024 г. В90-В93.

32. Виноградова А.А., Котова Е.И., Топчая В.Ю. Атмосферный перенос антропогенных тяжелых металлов в районы севера Европейской России. *География и природные ресурсы*. 2017;1:108–116. https://doi/org/10.21782/GIPR0206-1619-2017-1(108-116)

    Vinogradova A.A., Kotova E.I., Topchaya V.Yu. Atmospheric transport of heavy metals to regions of the north of the European territory of Russia. *Geogr. Nat. Resour*. 2017;38(1):78–85. (In Russ.)

33. Attri P., Mani D., Satyanarayanan M., Reddy D.V., Kumar D., Sarkar S., Kumar S., Hegde P. Atmospheric aerosol chemistry and source apportionment of PM10 using stable carbon isotopes and PMF modelling during fireworks over Hyderabad, southern India. *Heliyon*. 2024;10(5):E26746. https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2024.e26746

34. Mouteva G.O., Czimczik C.I., Fahrni S.M., Wiggins E.B., Rogers B.M., Veraverbeke S., Xu X., Santos G.M., Henderson J., Miller C.E., Randerson J.T. Black carbon aerosol dynamics and isotopic composition in Alaska linked with boreal fire emissions and depth of burn in organic soils. *Global Biogeochem*. Cycles. 2015;29(11):1977–2000. https://doi.org/10.1002/2015GB005247

Оригинальная статья / Original paper
https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-353-372
УДК 551.510.532 551.510.534.3

Влияние квазидвухлетних осцилляций (КДО) на стратосферный полярный вихрь в Антарктике

И.П. Габис✉

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

✉*gabis@aari.ru*

ИПГ, 0000-0002-5566-0829

Аннотация. Квазидвухлетние осцилляции (КДО) экваториальной стратосферы являются существенной частью глобальной циркуляции атмосферы и оказывают значительное влияние на процессы в высоких широтах. Зависимость стратосферного полярного вихря, который является необходимым условием образования озоновой дыры в Антарктике, от фазы КДО общеизвестна как эффект Холтона–Тана. Согласно многочисленным исследованиям, в Южном полушарии эффект Холтона–Тана отмечается только весной, что обычно объясняется большей интенсивностью зимнего южного вихря по сравнению с вихрем Северного полушария. В данной работе предложен новый метод анализа наблюдений, учитывающий сезонные закономерности КДО. Проведенное исследование позволило выявить ранее неизвестные особенности межгодовых вариаций интенсивности вихря и озоновой дыры в Антарктике, обусловленные КДО модуляцией. Показано, что влияние КДО на вихрь наблюдается не только весной на стадии ослабления зимнего вихря, но и в период его максимума в июне–августе. При этом изменения скорости ветра в вихре во время его максимума зимой противоположны изменениям весной во время озоновой дыры. Результаты могут быть использованы при сравнении моделируемых эффектов КДО с наблюдениями и, следовательно, при проверке предполагаемых механизмов влияния КДО на высокоширотную атмосферу.

Ключевые слова: квазидвухлетние осцилляции (КДО), общее содержание озона, озоновая дыра, полярный вихрь, стратосфера, эффект Холтона–Тана

Для цитирования: Габис И.П. Влияние квазидвухлетних осцилляций (КДО) на стратосферный полярный вихрь в Антарктике. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2024; 70(3): 353–372. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-353-372

Поступила 03.08.2024 **После переработки 04.09.2024** **Принята 09.09.2024**

Influence of quasi-biennial oscillations (QBO) on the stratospheric polar vortex in the Antarctic

Irina P. Gabis✉

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

✉*gabis@aari.ru*

IPG, 0000-0002-5566-0829

Abstract. For many years, the dominant opinion in the literature has been that the stratospheric polar vortex is weaker in the easterly phase of the QBO than in the westerly phase, which is known as the Holton–Tan effect. While for the Northern Hemisphere vortex this is true during winter, for the Southern Hemisphere vortex the dependence on the QBO is observed only in spring. This feature is usually explained by the greater intensity of the Southern Hemisphere vortex compared to the Northern Hemisphere vortex, and the QBO can modulate its strength only during the vortex breaking season in October-November. Usually, the vortex response to the QBO is determined based on the equatorial wind direction at a certain vertical level, and the conclusions depend strongly on the level at which the QBO phase is determined. However, it has long been shown that using the equatorial wind sign at one or even a combination of several levels is not quite correct because it does not take into account the time of descent of the QBO wind relative to the seasons of the year, and it is not known at what altitudes the QBO wind has the strongest influence on the extratropical stratosphere. Due to the variable period of the QBO cycles, the phase relationship between the seasonal cycle and the QBO cycle is constantly changing, resulting in many variants of the vertical structure of the wind QBO during the Antarctic winter vortex and ozone hole. However, the seasonal regularities of QBO used in this work lead to a strictly limited number of possible variants of coincidence of the phases of the QBO cycles with the seasons of the year, which allows us to reveal typical features of interannual variations of the polar vortex and ozone hole in the Antarctic that are due to the QBO. The analysis of observational data indicates unexpected peculiarities of the QBO modulation of the stratospheric polar vortex in the Antarctic. The QBO effect in the vortex intensity is observed not only in spring during the weakening phase of the winter vortex, but also during the vortex maximum in June–August. At the same time, changes in the wind speed of the vortex during its maximum in winter are opposite to those in the spring during the ozone hole period. If the winter vortex is more intense (weak), then during the ozone hole period the vortex is weaker (more intense) than the average level.

Keywords: Holton–Tan effect, ozone hole, polar vortex, quasi-biennial oscillation (QBO), stratosphere, total ozone

For citation: Gabis I.P. Influence of quasi-biennial oscillations (QBO) on the stratospheric polar vortex in the Antarctic. *Arctic and Antarctic Research*. 2024;70(3):353–372. (In Russ.). https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-353-372

Received 03.08.2024 **Revised 04.09.2024** **Accepted 09.09.2024**

Введение

По данным наблюдений, общее содержание озона (ОСО) в настоящее время остается ниже среднего значения 1964–1980 гг. на ~2 % для области от 60° ю. ш. до 60° с. ш., при этом в средних широтах на 4–5 % и в тропиках (20° ю. ш. — 20° с. ш.) на 1% [1]. Наиболее ярким проявлением истощения озонового слоя в атмосфере Земли является озоновая дыра в Антарктике [2], которая образуется каждую весну в высоких широтах Южного полушария в результате комплекса фотохимических и динамических процессов. Прогноз сроков восстановления стратосферного озона, в том числе антарктического озона [3], в настоящее время является предметом интенсивных исследований, так как озоновый слой защищает жизнь на поверхности Земли от воздействия опасного солнечного ультрафиолетового излучения. Однако определение обращения долгосрочного тренда количества озона со спада на рост (вследствие уменьшения в атмосфере озоноразрушающих веществ) затруднено из-за интенсивных межгодовых колебаний, обусловленных естественными причинами.

В качестве одной из основных причин межгодовых флуктуаций ОСО в Антарктике, как правило, рассматривают влияние квазидвухлетних осцилляций (КДО) зонального ветра экваториальной стратосферы, которые являются существенной частью глобальной циркуляции атмосферы [4]. Безусловно, существуют и другие факторы (ENSO, вулканическая активность, волновые возмущения из тропосферы), но эти факторы, в свою очередь, могут быть подвержены влиянию КДО. Впервые

связь между ОСО в озоновой дыре и фазой цикла КДО была отмечена в середине 1980-х гг. [5]. Было сделано предположение, что более интенсивное уменьшение антарктического озона наблюдается при западной фазе КДО. Однако, как показали многочисленные последующие исследования, влияние КДО не столь однозначно [6–9].

Важным условием образования озоновой дыры являются сезонные изменения циркуляции в антарктической стратосфере, а именно формирование зимнего полярного (циркумполярного) вихря [1]. В результате охлаждения высокоширотной стратосферы в течение полярной ночи на ~60° ю. ш. формируется интенсивный западный зональный поток, который ограничивает область антарктического стратосферного вихря и препятствует обмену между полярным и среднеширотным воздухом. С окончанием полярной ночи в сентябре в области вихря на частицах полярных стратосферных облаков происходит разрушение молекул озона в результате фотохимического воздействия солнечного излучения и образование озоновой дыры. При этом понижение ОСО зависит не только от количества озоноразрушающих веществ, но и от интенсивности вихря. На конечный уровень ОСО, очевидно, влияет продолжительность разрушения озона и изоляции полярной области от притока обогащенного озоном воздуха средних широт. Следовательно, характеристики стратосферного вихря являются критически важными для оценки межгодовых флуктуаций ОСО в Антарктике.

Поэтому значительные усилия были предприняты для исследования причин межгодовых флуктуаций интенсивности вихря. По-видимому, впервые доказательства влияния КДО на циркуляцию стратосферы были представлены еще до «открытия» озоновой дыры в работе [10]. Анализ наблюдений показал, что при западной фазе КДО стратосферный зимний вихрь интенсивнее и температура в полярной шапке ниже, что способствует более сильному понижению ОСО, чем во время восточной фазы. Эта закономерность общеизвестна как *эффект* или связь Холтона–Тана. В той же работе была предложена гипотеза о причине влияния КДО на высокоширотную стратосферу — *механизм* Холтона–Тана, согласно которому от фазы КДО зависит широтное положение линии нулевого ветра, определяющее распространение планетарных волн внетропической стратосферы. Однако многочисленные последующие модельные исследования не дали удовлетворительных подтверждений справедливости механизма Холтона–Тана [11], и было предложено несколько альтернативных (вероятно, взаимодополняющих) механизмов [12–16]. В частности, было показано, что КДО может модулировать вихрь Южного полушария путем влияния создаваемой КДО меридиональной циркуляции на генерацию и распространение планетарных волн [15].

Таким образом, вопрос о механизме влияния КДО на процессы в высоких широтах и, в частности, на ОСО в полярных областях до настоящего времени остается открытым. Нерешенной проблемой является то, что связь с КДО зависит от высотного уровня, по направлению ветра на котором определяют тип фазы цикла КДО (восточная *E* или западная *W*). Поскольку чередование ветра КДО происходит в результате поочередного спуска западного и восточного режимов ветра [4], то зональная циркуляция в подавляющем большинстве случаев имеет противоположное направление на разных высотах. На каких высотах ветер КДО оказывает наиболее сильное влияние на внетропическую стратосферу, остается неясным [11, 12]. Также априори неизвестно, в какой момент времени влияние КДО наиболее значимо. Интервал от формирования полярного вихря (июнь–июль) до его распада (ноябрь–декабрь)

равен примерно четверти периода цикла КДО. Естественно, что высотная структура экваториальной зональной циркуляции за это время существенно изменяется. Кроме того, изменение периода КДО от одного цикла к другому и, значит, многочисленность вариантов фазового соотношения между сезонным циклом, доминирующим в высоких широтах, и квазидвухлетним циклом экваториальной стратосферы, представляет серьезную проблему при сравнении модельных расчетов с наблюдениями и, следовательно, при проверке теоретических предположений о механизме КДО влияния [12, 17, 18].

Целью работы является исследование влияния КДО на вариации интенсивности стратосферного полярного вихря в Антарктике с помощью метода, основанного на учете сезонных закономерностей КДО. При этом значительно уменьшается число возможных вариантов совпадения фаз циклов КДО с сезонами, что позволяет определять типичные особенности межгодовых вариаций вихря, обусловленные КДО.

Использованные данные

Традиционно в исследованиях КДО используются данные о среднемесячной скорости зонального ветра, полученные на основе радиозондовых измерений на экваториальных станциях (доступны для 1953–2021 гг. на сайте https://www.geo.fu-berlin.de/en/met/ag/strat/produkte/qbo/index.html, обновляются по текущее время на сайте https://www.atmohub.kit.edu/english/807.php). Далее в тексте они обозначены как «данные FUB». Анализ сезонных закономерностей ветра КДО основан на ежедневных данных радиозондов за примерно 40-летний период 1977–2016 гг. из объединенного глобального архива Integrated Global Radiosonde Archive (далее — «данные IGRA») (https://www.ncei.noaa.gov/products/weather-balloon/integrated-global-radiosonde-archive). Для характеристики интенсивности полярного вихря в Антарктике использованы спутниковые данные Goddard Space Flight Center (GSFC) NASA (http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/meteorology/wind_2024_MERRA2_SH.html, доступ 15.06.2024) с 1979 по 2024 г. о скорости зонального ветра на 60° ю. ш. Для анализа изменений ОСО использованы спутниковые Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) и Ozone Monitoring Instrument (OMI) данные за период с 1979 по 2023 г. и Merged Ozone Data (MOD) за период 1978–2021 гг. (https://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/ozone_maps/ftptoms/omi/data/zonal_means/ozone/; https://acd-ext.gsfc.nasa.gov/Data_services/merged/index.html, доступ 15.06.2024).

Квазидвухлетние осцилляции (КДО) ветра, озона и циркуляции

Влияние фазы КДО на полярный вихрь Южного полушария

КДО ветра наблюдается в экваториальной стратосфере на уровнях от ~100 гПа (~16 км) до ~3 гПа (~40 км). Скорость ветра максимальна над экватором и уменьшается с ростом широты с полушириной распределения примерно ±12°. Механизм генерации КДО подробно описан в обзорах [4, 11, 19]. Чередование направления зонального ветра является следствием поочередного спуска западного (*W*-фаза КДО) и восточного ветра (*E*-фаза КДО). Фазы КДО на разных уровнях начинаются в разное время, и начало и продолжительность каждой фазы зависит от выбора уровня. При этом период КДО (как интервал между датами идентичного изменения направления ветра на определенном уровне), при среднем значении около 28 месяцев, изменяется от цикла к циклу и имеет разную продолжительность на разных уровнях.

При исследовании влияния КДО на различные процессы для определения типа фазы цикла КДО в каждом частном случае выбирают тот уровень в диапазоне от 70 до 10 гПа, для которого результат анализа явлений в сравнении с КДО оптимален [4]. Например, показано, что КДО модуляция ветра в средних и высоких широтах (эффект Холтона–Тана) в Северном полушарии проявляется лучше всего при определении фазы КДО по экваториальному ветру вблизи 40 гПа, в то время как в Южном полушарии эффект более четко виден при использовании ветра на уровне ~25 гПа [20].

На рис.1*а* показаны, в качестве примера, изменения скорости зонального ветра на экваторе U_{EQ} в 2020–2023 гг. по данным FUB — вычисленная средняя вариация для 25 гПа с удаленным годовым ходом. Символами *W* и *E* отмечены месяцы, в которые фаза КДО была, соответственно, западной и восточной на уровне 25 гПа. На рис. 1*б* в верхней части показаны изменения в течение года скорости зонального ветра *U* на 60° ю. ш. на уровне 10 гПа для всех лет с 1979 по 2023 г. (серые кривые) и среднегодовая вариация за этот период (красная кривая), а внизу показаны отклонения ΔU от годовой вариации (синие кривые). Максимальные межгодовые флуктуации ΔU наблюдаются в июне–ноябре. Для определения влияния КДО среднемесячные значения ΔU усреднялись отдельно для западной и восточной фаз КДО для каждого календарного месяца в течение 1979–2023 гг. Из представленных на рис. 1*в* средних вариаций видно, что в декабре и январе–июле кривые для обеих фаз КДО практически не отличаются, в августе–сентябре при *W*-фазе ΔU незначительно ниже (то есть вихрь слабее), чем при *E*-фазе, а в октябре–ноябре, наблюдается отчетливое различие ΔU. При этом ΔU выше при *W*-фазе (то есть вихрь интенсивнее), чем при *E*-фазе. Разность ΔU между фазами КДО в октябре и ноябре составляет примерно 4 и 8 м/с (статистическая значимость ~70 % и ~98 % соответственно).

Полученные изменения ΔU согласуются с анализом [20, Figs. 3–4], согласно которому максимальное различие между фазами КДО в высокоширотной стратосфере Южного полушария наблюдалось в ноябре, то есть во время финального потепления и разрушения зимнего вихря. В период максимальной скорости вихря (до ~100 м/с в июле–августе) эффекта КДО не наблюдалось. Заметим, что в ноябре скорость вихря существенно уменьшается и ветер изменяет направление с западного (U>0) на восточное (U<0) (рис. 1*б*, вверху). На рис. 1*г* показаны изменения ΔU только для ноября в течение полного интервала с 1979 по 2023 г. Видно, что в некоторые годы интенсивный вихрь наблюдался при *E*-фазе (например, в 2021 и 2023 гг.) и, наоборот, слабый вихрь наблюдался при *W*-фазе (в 2013 и 2016 гг.).

На рис. 1*д* и 1*е* представлены, соответственно, для *E*- и *W*-фаз, определенных по направлению ветра на уровне 25 гПа, вертикальные профили скорости ветра U_{EQ} (с удаленным годовым ходом) для всех ноябрей в 1979–2023 гг., которые были учтены при определении вариаций на рис. 1*в*, — 20 случаев для *E*-фазы и 21 случай для *W*-фазы. Прежде всего видно, что в подавляющем большинстве случаев направление ветра в верхней и нижней частях слоя от 70 до 10 гПа противоположно, то есть если внизу восточный ($U_{EQ} < 0$) ветер, то вверху западный ($U_{EQ} > 0$) ветер и наоборот. Однако для каждой фазы профили демонстрируют только два или три варианта вертикальной структуры.

Для *E*-фазы (рис. 1*д*) синим цветом выделена группа профилей с западным ветром в нижних слоях и восточным в верхних (граница между противоположно направленными ветрами в разные годы в диапазоне 30–50 гПа). Красным цветом

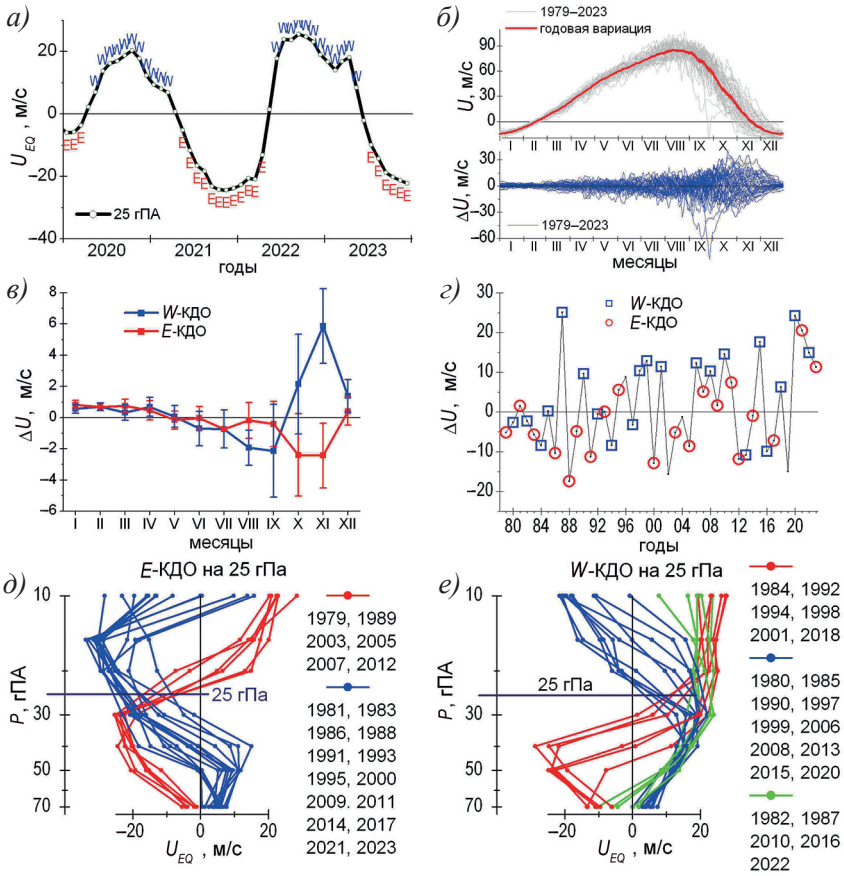

Рис. 1. Изменения скорости полярного вихря в Антарктике в зависимости от фазы КДО.

а — изменения экваториального ветра U_{EQ} на уровне 25 гПа в 2020–2023 гг. по данным FUB, символы *W* и *E* отмечают месяцы с западной и восточной фазой КДО соответственно; *б* — вверху — изменения в течение года скорости зонального ветра *U* на 60° ю. ш. на уровне 10 гПа для всех лет в 1979–2023 гг. (серые кривые) и среднегодовая вариация (красная кривая), внизу — отклонения Δ*U* от среднегодовой вариации (синие кривые); *в* — изменения Δ*U* на 60° ю. ш. на 10 гПа в течение года для *W*- и *E*-фаз КДО; *г* — изменения Δ*U* для ноября в течение интервала с 1979 по 2023 г.; *д* — вертикальные профили скорости U_{EQ} для всех ноябрей в 1979–2023 гг., которые были учтены при определении вариаций на рис. 1*в*, для *E*-КДО; *е* — то же что на рис. 1*д*, но для *W*-КДО

Fig. 1. Changes in the speed of the polar vortex in Antarctica depending on the QBO phase.

a — changes of the equatorial wind U_{EQ} at 25 hPa (de-seasonalized) in 2020–2023 from FUB data, the symbols W and E mark months with the westerly and easterly phase of the QBO, respectively; *б* — at the top — changes during the year of the zonal wind speed *U* at 60°S at 10 hPa for all years in 1979–2023 (gray curves) and a mean annual variation (red curve), below — deviations Δ*U* from the annual variation (blue curves); *в* — changes of Δ*U* at 60°S at 10 hPa during the year for the *W* and *E* phases of the QBO, the difference in Δ*U* between the QBO phases in November is ~8 m/s; *г* — Δ*U* changes for November during the interval from 1979 to 2023, in some years, an intense vortex was observed during *E*-QBO, and a weak vortex was observed during *W*-QBO; *д* — vertical profiles of the equatorial wind speed U_{EQ} for all Novembers in 1979–2023, which were taken into account in determining the variations in Fig. 1*в*, for *E*-QBO; *е* — the same as in Fig. 1*д*, but for *W*-QBO, it can be seen that for each phase of the QBO, the profiles show only two or three variants of the vertical structure, which are shown in different colors. Note that each group demonstrates not successive stages of the wind change during the evolution of a particular QBO cycle, but only one month — November — from different QBO cycles

выделена группа профилей с восточным ветром в нижних слоях и западным в верхних (граница в диапазоне 18–23 гПа). При этом во всех случаях на рис. 1д на 25 гПа ветер восточный. На рис. 1*е* для W-фазы красным цветом показаны профили с западным ветром в верхнем слое и восточным в нижнем (как и на рис. 1*д*), но нижняя граница западного ветра расположена ниже уровня 25 гПа (в разные годы в диапазоне 30–45 гПа). Синим цветом выделены профили с западным ветром внизу, а восточным вверху; при этом нижняя граница восточного ветра расположена выше уровня ~22 гПа. Зеленым цветом выделена группа профилей, в которых практически во всем диапазоне ветер западный. Во всех случаях на рис. 1*е* на 25 гПа ветер западный.

Подчеркнем, что каждая группа демонстрирует не последовательные стадии процесса изменения ветра в ходе эволюции конкретного цикла КДО, а один только месяц — ноябрь — из разных циклов КДО. При этом нет какой-то определенной закономерности чередования однотипных профилей в течение времени (в разные годы).

Представленный выше анализ является демонстрацией традиционно используемого метода определения фазы КДО по направлению ветра на одном уровне (или комбинации нескольких уровней в определенном диапазоне) при изучении влияния КДО на различные процессы. Однако, как отмечалось во Введении, хотя определенные уровни КДО часто используются для максимизации отклика на КДО в данных наблюдений, до настоящего времени нет единого мнения о том, при какой вертикальной структуре ветра наблюдается наиболее сильное влияние КДО на внетропическую стратосферу [12]. Из представленных на рис. 1 результатов также видно, что случаи с одной и той же фазой КДО, определенной для фиксированного уровня, включают события с разной высотной структурой ветра, что, по-видимому, означает, что при вычислении среднего отклика на КДО смешиваются не идентичные варианты. Однако всего два-три варианта однотипных профилей в один и тот же календарный месяц года (рис. 1*д* и 1*е*) свидетельствуют о наличии сезонных закономерностей в эволюции КДО, которые будут рассмотрены в следующем разделе и которые позволяют определить типичные особенности вариаций полярного вихря и озоновой дыры в Антарктике, обусловленные КДО.

Сезонная зависимость КДО

Несмотря на то, что сезонная модуляция или синхронизация КДО известна уже ~40 лет и многократно подтверждалась (см. ссылки в обзоре [4]), до настоящего времени в литературе доминирует мнение, что период цикла КДО не связан с годовым циклом и имеет место лишь частичная синхронизация моментов изменения фаз КДО или скорости спуска ветровых режимов КДО с сезонами года [19]. Отсюда следует вывод о том, что фазы цикла КДО систематически смещаются на несколько месяцев для последовательных циклов относительно сезонов года (и интервал смещения изменяется от цикла к циклу), что значительно усложняет выявление связи КДО с изменениями вихря и озоновой дыры. Поскольку даже средний период КДО не равен точно двум годам и фазовое соотношение между годовым циклом в 12 месяцев, доминирующим в высоких широтах, и квазидвухлетним циклом экваториальной стратосферы постоянно изменяется, то требуется несколько циклов КДО в течение нескольких лет, чтобы завершить цикл низкочастотной модуляции годового цикла циклом КДО [12, 17, 18].

Анализ вертикальных профилей скорости экваториального ветра по данным FUB [21, 22] показал, что во время спуска восточного ветра КДО всегда наблюдаются уменьшения скорости спуска в слое 20–40 гПа, названные стадией стагнации [21],

которые четко связаны с сезонами года. Если определять период цикла КДО (для чего в настоящее время не существует общепринятого метода) как интервал между началами последовательных стадий стагнации, то оказывается, что период изменяется дискретно и может быть равен только 24 или 30 месяцам между соответствующими солнцестояниями [23, 24].

Факт наличия стадий стагнации согласуется с давно известными «замедлениями» (stallings), которые отмечались в ходе спуска восточного ветра, хотя без связи с определенными сезонами, и использовались для объяснения различий в периоде между разными циклами. Однако считалось, что эти приостановки спуска наблюдаются только в некоторых циклах и при их отсутствии период цикла близок к 2 годам (24 месяцам), в то время как при длительных торможениях период составляет ~3 года [19]. Согласно результатам [21–24] торможения спуска восточного ветра наблюдаются в каждом цикле, но в 24-месячных циклах их длительность равна всего 1 сезону (3 месяцам), и поэтому они практически не заметны на высотно-временных разрезах скорости, хотя отчетливо определяются по вертикальным профилям.

На рис. 2*а* представлены вертикальные профили скорости по данным FUB для всех 11 случаев (за период 1953–2024 гг.) 3-месячной стадии стагнации в течение спуска восточного ветра; профили для января, февраля и марта выделены синим, зеленым и красным цветом соответственно. Границу раздела противоположно направленных воздушных течений называют зоной сдвига (от англ. shear) скорости. По общепринятой терминологии нижняя граница спускающегося западного ветра (направленного с запада на восток) называется зоной западного сдвига (или *W*-сдвига), а нижняя граница восточного ветра (с востока на запад) — зоной восточного сдвига (или *E*-сдвига). Во всех случаях восточный сдвиг на рис. 2*а* наблюдается на уровне в диапазоне 20–40 гПа, и в каждом случае этот уровень практически не изменяется в течение по крайней мере трех месяцев. Такие периоды торможения (стадии стагнации) разделяют периоды интенсивного спуска восточного сдвига в слое выше и в слое ниже 20–40 гПа (подробно показано в [24], Fig. 1 и в [21], рис. 1). Однако в разных циклах КДО уровень, на котором наблюдается стадия стагнации, разный. Поэтому при определении периода цикла КДО как интервала между идентичными изменениями фазы на фиксированном уровне сезонные закономерности проявляются лишь как «модуляция» или «тенденция», и период изменяется от 17 до 38 месяцев со средним значением в диапазоне от 27 до 30 месяцев в зависимости от анализируемого временного интервала [4].

На рис. 2*б* показаны вертикальные профили скорости для всех 11 циклов (серые линии) 24-месячного периода (при определении периода как интервала между началами последовательных стадий стагнации). Профили для разных циклов сгруппированы по календарным месяцам года так, что периоды стадий стагнации (выделены желтым цветом) разных циклов совмещены. Показаны также 6 месяцев до начала стадии стагнации (верхний ряд рис. 2*б*, июль–декабрь), соответствующие спуску восточного ветра до уровня стагнации. Для каждого месяца также показан средний профиль (синие линии с указанием среднеквадратичной ошибки на всех уровнях). Из рис. 2*б* следует, что, несмотря на различия в амплитуде скорости (иногда существенные), каждая очередная стадия стагнации начинается в январе, то есть вблизи солнцестояния (те же профили, что и на рис. 2*а*), так что эволюция КДО упорядочивается относительно сезонов года.

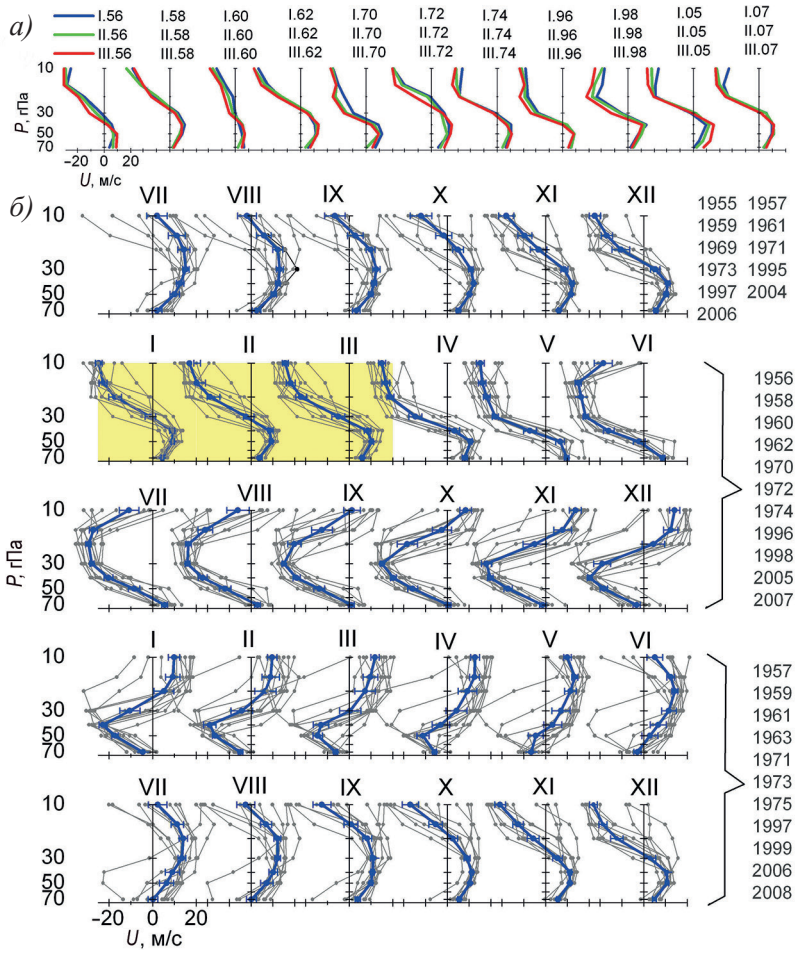

Рис. 2. Вертикальные профили скорости ветра по данным FUB для 24-месячных циклов КДО (1953–2024).

а — профили в период стадии стагнации спуска восточного ветра с января по март в разных циклах КДО; *б* — профили для всех месяцев в течение цикла КДО для 11 циклов 24-месячного периода (серые линии). Профили для разных циклов сгруппированы по календарным месяцам года так, что стадии стагнации (выделены желтым цветом) разных циклов совмещены. Синие линии для каждого месяца (с указанием среднеквадратичной ошибки на всех уровнях) представляют средний по всем циклам профиль

Fig. 2. Vertical wind velocity profiles from FUB data for 11 QBO cycles in 1953–2024 of the 24-month period.

a — profiles during the stagnation stage January to March of the easterly descent in different QBO cycles. The easterly shear in all the cases is observed at a level of about 20–40 hPa, and in each case this level is essentially unchanged for at least three months. However, the level at which the stagnation stage is observed varies from one QBO cycle to another. Thus, in defining the period by wind at a fixed level, the seasonal patterns appear only as a "modulation"; *б* — velocity profiles for all months in the QBO cycle for 11 cycles of the 24-month period (gray lines).

Profiles for different cycles are grouped by calendar months of the year so that the periods of stagnation stages (highlighted in yellow) of different cycles are combined. The top row shows the 6 months July–December corresponding to the descent of the easterly wind to the stagnation level. For each month, the average profile is also shown (blue lines indicating the mean squared error at all levels). Despite the differences in the shear level and velocity amplitude, each successive stagnation stage begins near the solstice in January (the same profiles as in Fig. 2*a*), so that the evolution of the QBO is ordered with respect to the seasons of the year

Из рис. 2*б* также видно, что весь спуск восточного ветра от уровня 10 гПа (июль в верхнем ряду) до уровня 70 гПа (декабрь, третий сверху ряд) продолжается 6 сезонов. При этом сезоны определяются как 3-месячные интервалы январь–март, апрель–июнь, июль–сентябрь и октябрь–декабрь. Еще через 2 сезона (в июле, нижний ряд) начинается очередной спуск восточного ветра от уровня 10 гПа. Следовательно, полный цикл обращения ветра продолжается 8 сезонов при любом способе определения периода — как интервала между началами последовательных стадий стагнации или как интервала между началами спуска восточного ветра на уровне 10 гПа. Но анализ профилей по среднемесячным данным FUB (обычно используемым в исследованиях КДО ветра) не позволяет выделить сезонные особенности КДО на более высоких (выше ~20 гПа) и более низких (ниже ~50 гПа) уровнях. Следовательно, на практике для определения границ циклов и, соответственно, периодов циклов следует использовать стадии стагнации, начало которых фиксируется по среднемесячным данным FUB по отчетливому уменьшению скорости спуска на некотором уровне в диапазоне 20–40 гПа (см. рис. 2*а*). Аналогичный анализ КДО циклов 30-месячного периода (не показан на рисунке) демонстрирует те же сезонные закономерности, но с более продолжительным, в течение 8 сезонов, спуском восточного ветра.

Анализ профилей, построенных с использованием ежедневных данных IGRA, показал, что быстрый и медленный спуск *E*-сдвига чередуется на протяжении всего спуска восточного ветра от ~10 гПа до ~70 гПа — спуск резко замедляется (ускоряется) вблизи солнцестояний (равноденствий) [25]. Кроме того, каждый восточный сдвиг всегда появляется на ~10 гПа вблизи солнцестояний (в июне или декабре), спускается в течение 6 или 8 сезонов, и спуск завершается на уровне ~70 гПа также вблизи солнцестояний. Новый (очередной) восточный сдвиг на ~10 гПа всегда появляется через два сезона после того, как предыдущий восточный сдвиг достигает ~70 гПа (см. [26], Fig. 6). Следовательно, интервал между последовательными началами восточного сдвига на ~10 гПа равен 8 или 10 сезонам (24 или 30 месяцам).

Вариант 6-сезонного спуска и, следовательно, 8-сезонного интервала между началами восточного сдвига на уровне ~10 гПа соответствует циклам КДО 24-месячного периода, показанным на рис. 2*б*. (Заметим, что интервал 8 сезонов между началами восточного сдвига на ~10 гПа от июля в верхнем ряду до июля в нижнем ряду прослеживается по средним (синим) профилям.) Более продолжительный спуск восточного сдвига от уровня ~10 гПа до уровня ~70 гПа, в течение 8 сезонов, соответствует интервалу 10 сезонов между началами восточного сдвига на уровне ~10 гПа, то есть удлинению периода цикла КДО на полгода до 30 месяцев. Подчеркнем также, что в данной работе не рассматриваются аномальные циклы КДО, такие как два 36-месячных цикла в 1964–1969 гг. и циклы, связанные с аномалиями КДО в 2015–2016 гг. и в 2019–2020 гг. [11, 19].

КДО циркуляции и КДО озона

КДО ветра связаны с соответствующими вариациями температуры и озона. Вследствие условия термического баланса температурные возмущения, обусловленные изменениями ветра, создают вторичную меридиональную циркуляцию [4, 11]. В экваториальной ветви этой циркуляции происходит подъем воздушных масс вблизи восточного сдвига скорости ветра и спуск воздушных масс вблизи западного сдвига скорости ветра. В силу условия непрерывности массы это приводит к горизонтальному оттоку от экватора вблизи уровня максимума скорости восточного ветра

и к горизонтальному притоку к экватору вблизи уровня максимума западного ветра, а в субтропических ветвях КДО-циркуляции возникают, соответственно, нисходящие и восходящие движения. Вследствие высотной зависимости фотохимического времени жизни озона и увеличения концентрации озона с высотой в стратосфере вертикальные движения воздуха влияют на общее содержание озона. Относительные восходящие (нисходящие) движения воздуха уменьшают (увеличивают) количество озона, формируя меньшее (большее) ОСО в тропиках во время спуска восточной (западной) зоны сдвига ветра КДО. При этом в субтропиках КДО-циркуляция создает вариации ОСО противоположного знака, причем в зимнем полушарии более интенсивные, чем в летнем, из-за зависимости циркуляции от сезона [4].

Таким образом, КДО ветра приводит к КДО-циркуляции, которая ответственна за КДО в ОСО. Изучение изменчивости экваториального ОСО выявило четко выраженные максимумы ОСО, которые наблюдаются вблизи солнцестояний и повторяются каждые 2 или 2,5 года. Анализ вариаций ОСО в связи с изменениями ветра в ходе эволюции цикла КДО показал, что время максимумов ОСО отчетливо связано с окончанием спуска западного сдвига на ~70 гПа и с одновременно происходящим появлением восточного сдвига на ~10 гПа [27]. То есть в период спуска западного ветра нисходящие движения воздуха в экваториальной ветви КДО-циркуляции увеличивают количество озона, и наблюдается рост ОСО в тропиках. Как только на уровне ~10 гПа появляется восточный ветер, из-за восходящих движений воздуха начинается уменьшение ОСО. «Граница» между ростом и спадом ОСО соответствует максимуму ОСО.

Как отмечалось во Введении, в теоретических исследованиях показана возможность КДО модуляции стратосферного зимнего полярного вихря посредством влияния меридиональной циркуляции, генерируемой КДО, на распространение планетарных волн. В связи с этим при изучении механизма влияния КДО на высокоширотные явления особое значение приобретают сезонные закономерности КДО-циркуляции, которые следуют из четкой связи вариаций ОСО с КДО ветра и четкой зависимости КДО ветра от сезонов года.

Поскольку максимумы ОСО (совпадающие с началом восточного сдвига ~10 гПа) всегда наблюдаются вблизи декабрьского или июньского солнцестояния и временной интервал между последовательными максимумами всегда составляет 2 или 2,5 года (8 или 10 сезонов соответственно), то возможны только четыре комбинации сезона и КДО. Однако, согласно результатам анализа КДО за примерно 70-летний период наблюдений (1953–2024 гг.), все спуски восточного сдвига, начавшиеся на уровне ~10 гПа в декабре, продолжались до уровня ~70 гПа в течение 8 сезонов до соответствующего декабря. Поэтому (по неизвестной пока причине) не бывает 6-сезонного спуска с декабря до июня и, соответственно, 8-сезонного интервала между началами восточного сдвига на ~10 гПа от декабря до декабря. Следовательно, существует только три возможных варианта связи ветра КДО с сезонами года и, соответственно, три группы временных интервалов идентичного соотношения сезонов и фаз цикла КДО. Подчеркнем также, что поскольку сезонные закономерности КДО и ОСО связаны с солнцестояниями или равноденствиями по ежедневным данным [25, 27], то сезоны года определяются как 3-месячные интервалы декабрь–февраль, март–май, июнь–август и сентябрь–ноябрь (в отличие от определения сезонов в разделе «Сезонная зависимость КДО» при использовании среднемесячных данных).

I группа. Спуск восточного ветра (сдвига) от уровня ~10 гПа до уровня ~70 гПа в течение 6 сезонов с июня по декабрь; далее еще 2 сезона до начала на ~10 гПа очередного восточного сдвига в солнцестояние в июне (см. рис. 2). То есть всего 8 сезонов, или 2 года, между началами восточного сдвига на ~10 гПа *от июня до июня.*

II группа. Более продолжительный спуск восточного сдвига от ~10 гПа до ~70 гПа, в течение 8 сезонов с июня по июнь, соответствует интервалу 10 сезонов, или 2,5 года (*с июня до декабря*), между началами восточного сдвига на уровне ~10 гПа.

Таблица

Временные интервалы идентичного соотношения сезонов и фаз цикла КДО

Table

Time intervals of identical relationships between seasons and phases of the QBO cycle

№ п/п	I группа 8 сезонов (2 года): июнь–июнь	II группа 10 сезонов (2,5 года): июнь–декабрь	III группа 10 сезонов (2,5 года): декабрь–июнь
1			Декабрь 1952 — июнь 1955
2	Июнь 1955 — июнь 1957		
3	Июнь 1957 — июнь 1959		
4	Июнь 1959 — июнь 1961		
5	Июнь 1961 — июнь 1963		
6, 7	Два аномальных цикла КДО 36-месячного сценария (июнь 1963 — июнь 1969)		
8	Июнь 1969 — июнь 1971		
9	Июнь 1971 — июнь 1973		
10	Июнь 1973 — июнь 1975		
11		Июнь 1975 — декабрь 1977	
12			Декабрь 1977 — июнь 1980
13		Июнь 1980 — декабрь 1982	
14			Декабрь 1982 — июнь 1985
15		Июнь 1985 — декабрь 1987	
16			Декабрь 1987 — июнь 1990
17		Июнь 1990 — декабрь 1992	
18			Декабрь 1992 — июнь 1995
19	Июнь 1995 — июнь 1997		
20	Июнь 1997 — июнь 1999		
21		Июнь 1999 — декабрь 2001	
22			Декабрь 2001 — июнь 2004
23	Июнь 2004 — июнь 2006		
24	Июнь 2006 — июнь 2008		
25		Июнь 2008 — декабрь 2010	
26			Декабрь 2010 — июнь 2013
27		Июнь 2013 — декабрь 2015	
	*Аномалия КДО в 2015 (ноябрь) — 2016 (июнь) гг.		
28			Декабрь 2016 — Июнь 2019
	*Аномалия КДО в 2019 (сентябрь) — 2020 (август) гг.		
29		Июнь 2020 — декабрь 2022	
30			Декабрь 2022 — июнь 2025

Примечание. *— аномалии КДО ветра в 2015–2016 гг. и 2019–2020 гг. привели к сдвигу фазы, и КДО ветра вернулись к своей стандартной эволюции примерно через год после каждой аномалии.
*Note.** – Anomalies of wind QBO in 2015–2016 and 2019–2020 led to a phase shift, and the wind QBO returned to their standard evolution approximately a year after each anomaly.

III группа. После предыдущего (II группа) случая наблюдается спуск восточного сдвига от ~10 гПа до ~70 гПа в течение 8 сезонов с декабря до декабря. До очередного восточного сдвига через 2 сезона в солнцестояние интервал равен 10 сезонам (2,5 года *с декабря до июня*).

В таблице перечислены временные интервалы для описанных трех групп, определенные по данным для КДО за период с 1953 по 2024 г. Из таблицы видно, что за событием из II группы всегда следует событие из III группы, в то время как за событием из I или III групп может следовать событие как из I, так и из II группы. На рис. 3 показан пример вертикальных профилей скорости ветра КДО и изменений экваториального ΔОСО (отклонения от среднегодовой вариации для 5° ю. ш. — 5° с. ш.) для трех возможных вариантов идентичного соотношения сезонов и фаз цикла КДО.

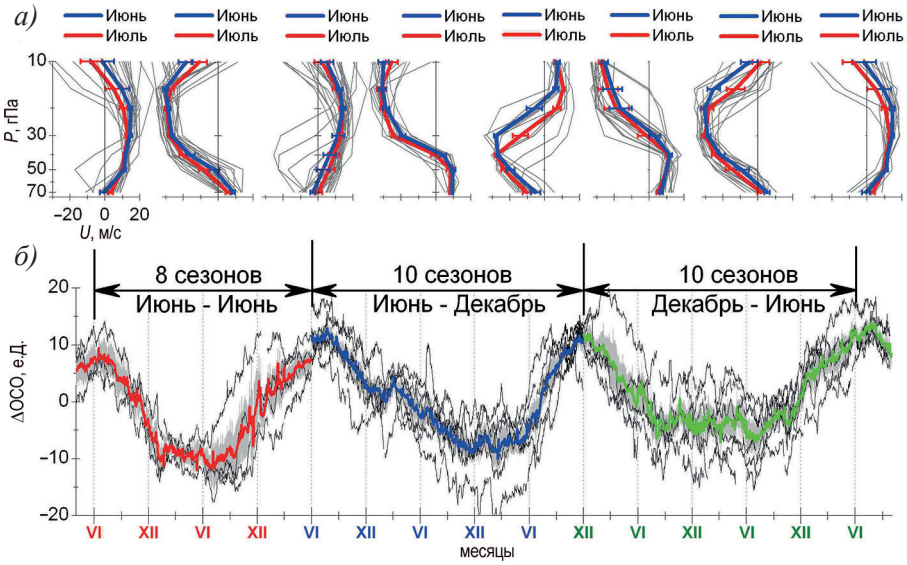

Рис. 3. Вертикальные профили скорости ветра КДО и изменения экваториального ΔОСО (отклонения от среднегодовой вариации для 5° ю. ш. — 5° с. ш.) для трех групп из таблицы:

а — профили скорости ветра для последовательности — I, затем II и далее III группа для всех июней и июлей за период 1953–2024 гг. (серые кривые) и соответствующие средние профили для июня (синие) и для июля (красные); *б* — вариации ΔОСО для той же последовательности групп — для всех случаев (тонкие черные кривые) и средние вариации (красная, синяя и зеленая кривые для I, II и III групп соответственно) по данным за период 1978–2015 гг. Серые полосы указывают стандартную ошибку среднего. Моменты максимумов ΔОСО соответствуют окончанию спуска *W*-сдвига на ~70 гПа и одновременному началу спуска последующего *E*-сдвига на ~10 гПа

Fig. 3. Vertical profiles of the wind speed of the QBO and changes in the equatorial ΔTOZ (deviations from the annual variation of total ozone for 5°S — 5°N) for three groups from the Table:

a — wind speed profiles for the sequence of groups — I, then II, and then III for all Junes and Julys for the period 1953–2024 (gray curves) and the respective average profiles for June (blue) and July (red); *б* — ΔTOZ (deseasonalized total ozone) variations for the same sequence of groups — for all cases (thin black curves) and average variations (red, blue and green curves for groups I, II and III, respectively) according to data for the period 1978–2015. The gray bars indicate standard error of the mean. The moments of ΔTOZ maxima correspond to the end of the descent of the *W*-shear at ~70 hPa and the simultaneous beginning of the descent of the subsequent *E*-shear at ~10 hPa

Пример на рис. 3 соответствует последовательности — I, затем II и далее III группа. Такая последовательность наблюдалась, например, с июня 1997 г. по июнь 2004 г. или с июня 2006 г. по июнь 2013 г. (см. таблицу). На рис. 3*а* показаны профили скорости ветра для всех июней и июлей за период 1953–2024 гг. (серые кривые) и соответствующие средние профили для июня (синие) и для июля (красные). Интервал июнь–июль соответствует солнцестоянию, совпадающему с зимним сезоном в Южном полушарии, то есть это период максимальной интенсивности циркуляции КДО именно в Южном полушарии. На рис. 3*б* представлены вариации ΔОСО для той же последовательности групп — для всех случаев (тонкие черные кривые) и средние вариации (красная, синяя и зеленая кривые для I, II и III групп соответственно) по данным за период 1978–2015 гг. [27]. Сравнение изменений ΔОСО с изменениями профилей подтверждает тесную связь между вариациями КДО ветра и озона, а следовательно, и циркуляцией, генерируемой КДО. При спуске восточного (западного) ветра наблюдается уменьшение (рост) ΔОСО, и время максимумов ΔОСО совпадает с началом спуска восточного ветра на ~10гПа.

Таким образом, анализ изменений характеристик антарктического вихря и озоновой дыры с использованием временных интервалов из таблицы позволит определить типичные особенности их межгодовых вариаций, обусловленные КДО. В следующем разделе представлен анализ влияния КДО на интенсивность антарктического стратосферного полярного вихря.

Межгодовые вариации антарктического полярного вихря

На рис. 4 представлены для той же последовательности групп, что и на рис. 3, изменения ветра КДО, озона на экваторе и в средних широтах и скорости зонального ветра в области максимума вихря на 60° ю. ш. Рис. 4*а* показывает средние профили скорости ветра КДО для июня и июля (черные кривые, те же, что и показанные на рис. 3*а* синим и красным цветом), то есть для периода максимальной интенсивности зимнего вихря в Южном полушарии. Кроме того, показаны профили для сентября, октября и ноября (красный, зеленый и синий цвет соответственно), то есть для периода озоновой дыры в Антарктике. На рис. 4*б* черная тонкая кривая демонстрирует отклонения от среднегодовой вариации ΔОСО экваториального озона (5° ю. ш. — 5° с. ш., те же, что и показанные на рис. 3*б*), и красная, синяя и зеленая кривые показывают последовательно для трех групп ΔОСО для широтного пояса 45–55° ю. ш. [28]. Вариации экваториального и среднеширотного озона приведены на одном графике для облегчения сравнения. Видно, что, во-первых, максимумы (минимумы) ΔОСО на широте 45–55° ю. ш. соответствуют минимумам (максимумам) ΔОСО на экваторе, что подтверждает их зависимость от КДО-циркуляции (направление движения в экваториальной и среднеширотной ветвях КДО-циркуляции противоположно, см. раздел «КДО циркуляции и КДО озона»). Во-вторых, интенсивность вариаций ΔОСО на экваторе и на широте 45–55° ю. ш. сравнима. Следовательно, влияние КДО на ОСО распространяется по крайней мере почти до границы полярного вихря.

Рис. 4*в* представляет отклонения от годовой вариации ΔU скорости зонального ветра на 60° ю. ш. на уровнях 10 и 30 гПа (изменения ΔU на 50 гПа не приведены, так как незначительно отличаются от изменений на 30 гПа). На рисунках 4*б* и 4*в* числами от 1 до 8 отмечены месяцы июнь–июль (в желтых овалах) и сентябрь–ноябрь (в голубых квадратах), которые соответствуют интервалам максимальной интенсивности

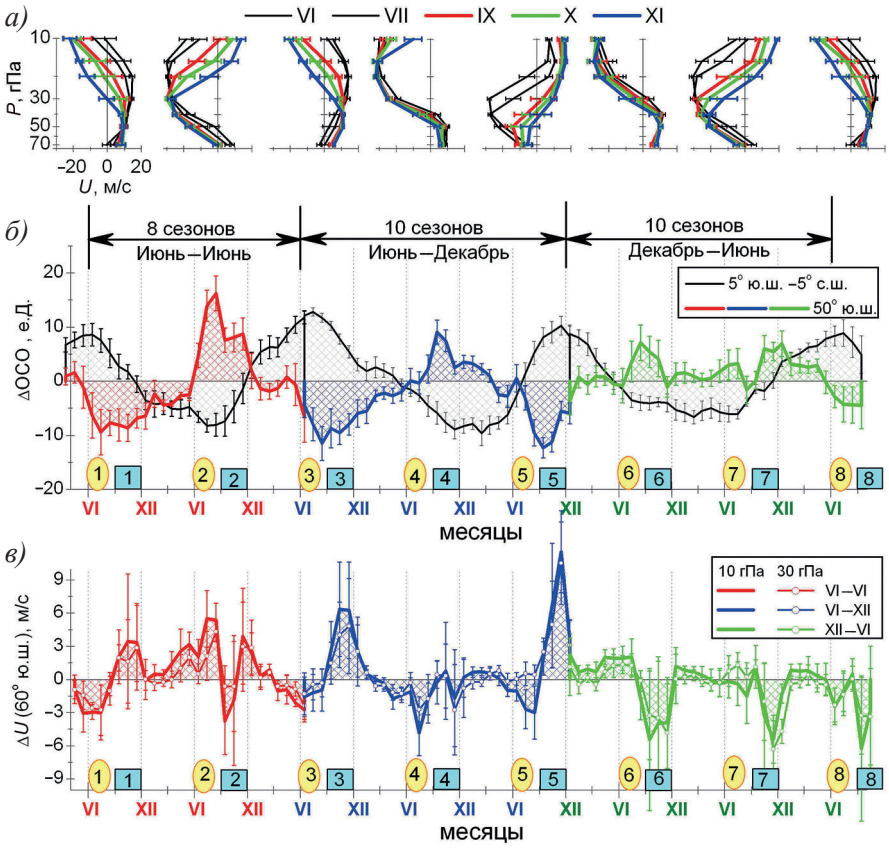

Рис. 4. Изменения ветра КДО, озона на экваторе и в средних широтах и скорости зонального ветра на 60° ю. ш. для той же последовательности групп, что и на рис. 3:

а — средние профили скорости ветра КДО для июня и июля (черные кривые, те же, что и на рис. 3*а*) и для сентября, октября и ноября (красный, зеленый и синий соответственно); *б* — отклонения от среднегодовой вариации ΔOCO экваториального озона (черная тонкая кривая, та же, что и на рис. 3*б*) и ΔOCO для широтного пояса 45–55° ю. ш.: красная, синяя и зеленая кривые последовательно для трех групп. Максимумы (минимумы) ΔOCO на 45–55° ю. ш. соответствуют минимумам (максимумам) ΔOCO на экваторе, что подтверждает их зависимость от КДО-циркуляции; *в* — отклонения от годовой вариации Δ*U* скорости зонального ветра на 60° ю. ш. на уровнях 10 и 30 гПа.

На рисунках 4*б* и 4*в* числами от 1 до 8 отмечены месяцы июнь–июль (в желтых овалах) и сентябрь–ноябрь (в голубых квадратах), которые соответствуют интервалам максимальной интенсивности вихря и озоновой дыры

Fig. 4. Changes in the wind QBO, ozone at the equator and in mid-latitudes, and zonal wind speed at 60°S for the same sequence of groups as in Fig. 3:

a — average QBO wind speed profiles for June and July (black curves, the same as in Fig. 3*a*) and for September, October and November (red, green and blue, respectively); *б* — deviations from the average annual variation of total ozone ΔTOZ at the equator (black thin curve, the same as in Fig. 3*b*), and ΔTOZ for the latitude belt 45–55° S: red, blue and green curves sequentially for three groups. Maxima (minima) ΔTOZ at 45–55° S correspond to the minima (maxima) of ΔTOZ at the equator, which confirms their dependence on the QBO circulation; *в* — deviations from the annual variation ΔU of the zonal wind speed at 60°S at levels 10 and 30 hPa.

In Figures 4*б* and 4*в*, numbers from 1 to 8 indicate the months June–July (in yellow ovals) and September–November (in blue squares), which correspond to the intervals of maximum intensity of the vortex and the ozone hole

вихря и озоновой дыры. Подчеркнем, что данное чередование вихрей и озоновых дыр от 1 до 8 наблюдается именно в представленном варианте последовательности групп — I, затем II и далее III. При анализе фактических данных следует учитывать, что возможны другие варианты (см. таблицу). Рассмотрим по рис. 4 соответствие между вариациями КДО ветра, ОСО и скорости вихря для событий от 1 до 8.

События (вихрь и озоновая дыра) 1, 2 и 3 наблюдаются в период быстрого, 6-сезонного, спуска восточного ветра КДО (I группа). При этом максимумы (минимум) ΔОСО на экваторе связаны с началом *E*-спуска (*W*-спуска) на 10 гПа в июне–июле, то есть в период максимальной интенсивности КДО-циркуляции в Южном полушарии. Это объясняет наиболее интенсивные вариации ΔОСО на 45–55° ю. ш. (красная кривая на рис. 4*б*) по сравнению с вариациями для II и III групп (синяя и зеленая кривые, рис. 4*б*), в которых некоторые экваториальные экстремумы наблюдаются в декабре и, следовательно, совпадают с минимальным влиянием КДО-циркуляции в Южном полушарии.

Для события 8 изменения профилей ветра (рис. 4*а*) подобны изменениям для событий 1 и 3, однако экваториальный максимум ΔОСО слабее, и поэтому слабее среднеширотный минимум ΔОСО. Причина, по-видимому, заключается в том, что на изменения озона оказывают влияние также вариации предыдущего года, которые существенно различаются — событию 3 предшествовал интенсивный максимум события 2, а событию 8 предшествовали слабые вариации около нуля события 7 (рис. 4*б*). Аналогично сравнение событий 2 и 7 — подобная картина в профилях ветра, соответствующая минимуму озона на экваторе и максимуму на 45–55° ю. ш. Однако событию 2 предшествовал интенсивный минимум события 1, а событию 7 предшествовал максимум события 6, поэтому изменения озона различаются, несмотря на почти одинаковые изменения профилей КДО ветра.

События 4 и 6 наблюдаются в период медленного спуска восточного ветра в нижней стратосфере, а событие 5 в период быстрого спуска западного ветра (рис. 4*а*). Соответственно, в июне, то есть зимой Южного полушария, на экваторе наблюдается фаза спада ΔОСО в период событий 4 и 6 и фаза роста в период события 5. Вариация на 45–55° ю. ш. в июне–июле близка к нулевой, но позже, в августе–сентябре отмечается слабый максимум (для 4 и 6) или минимум (для 5) ΔОСО, связанный с влиянием КДО-циркуляции весной, то есть на фазе затухания ее ячейки в Южном полушарии.

Неожиданный результат получен для скорости зонального ветра на 60° ю. ш., которая характеризует интенсивность вихря (рис. 4*в*). Прежде всего, видно, что в вариациях ΔU эффект наблюдается в июне–августе, то есть в период максимума вихря, а не только в октябре–ноябре во время фазы ослабления зимнего вихря. ΔU изменяется в пределах от отрицательных значений ~5 м/с (вихрь слабее среднего уровня, события 1, 3, 4, 5, 8) до положительных значений около 6 м/с (вихрь интенсивнее среднего уровня, события 2, 6).

Следующая необычная особенность — практически во всех событиях изменения скорости ΔU в период максимума зимнего вихря противоположны изменениям весной в сентябре–ноябре в период озоновой дыры. Если зимой $\Delta U < 0$, то весной $\Delta U > 0$. Наиболее отчетливо это видно в событиях 1, 3, 5 — рост ΔU от июня к сентябрю на 3–5 м/с (статистическая значимость от ~80 % до 99 %). И наоборот, если зимний вихрь интенсивный $\Delta U > 0$, то в период озоновой дыры вихрь слабее среднего уровня $\Delta U < 0$, события 2 и 6 — уменьшение ΔU от июня к сентябрю на 6–7 м/с на 10 гПа (статистическая значимость ~70–80 %). Невысокая статистическая значимость

для некоторых событий объясняется, во-первых, малым количеством случаев, учитываемых при определении средних вариаций (см. таблицу), а во-вторых, достаточно резкими (в течение 2–3 месяцев) максимумами/минимумами в индивидуальных случаях, так что при смещении экстремумов на 1–2 месяца амплитуда средней вариации и ее статистическая значимость уменьшаются.

Сравнение ΔU и ΔОСО (рис. 4*в* и 4*б*) показывает, что знак ΔU (положительная или отрицательная вариация) в июне–августе совпадает со знаком ΔОСО на 45–55° ю. ш. для событий 1, 2, 3, 7 и 8. Эти экстремумы ΔОСО соответствуют экваториальным экстремумам зимой Южного полушария, которые совпадают с началом спуска восточного или западного ветра КДО на 10 гПа (см. рис. 4*а*). Знак ΔU в событиях 4, 5 и 6 не совпадает с изменением среднеширотных экстремумов ΔОСО, так как соответствующие экваториальные экстремумы наблюдаются зимой Северного полушария (см. выше).

Также совместный анализ вариаций ΔU и профилей ветра КДО (рис. 4*в* и 4*а*) показывает, что менее интенсивный вихрь $\Delta U < 0$ наблюдается в событиях 1, 3 и менее отчетливо в событии 8 и совпадает с западным ветром в слое примерно от 60 до 15 гПа. Интенсивный $\Delta U > 0$ вихрь наблюдается в событии 2 и менее отчетливо в событии 7 и совпадает с восточным ветром в том же слое. Следовательно, интенсивность антарктического вихря в зимний период не согласуется с общеизвестным эффектом Холтона–Тана. Заметим, что в работе [10] эффект Холтона–Тана был показан для зимнего полярного вихря Северного полушария, в то время как для Южного полушария анализ данных наблюдений проводился только для весеннего (сентябрь–ноябрь) и летнего (декабрь–февраль) сезонов.

Что касается поведения ветра КДО в период озоновой дыры, то почти для всех событий (кроме 4 и 6) в сентябре–ноябре наблюдается быстрое изменение вертикальной структуры ветра КДО. При этом на верхних уровнях (для которых обнаружен эффект Холтона–Тана в Южном полушарии в [20]) фаза КДО изменяется на противоположную по сравнению с фазой КДО в июне–июле. Поскольку знак интенсивности вихря ΔU также изменяется на противоположный, то зависимость интенсивности вихря от фазы КДО вновь противоречит эффекту Холтона–Тана. Исключение представляют события 5 и 6, с интенсивным и слабым вихрем при западной и восточной фазе КДО соответственно.

Заключение

Примерно в течение 40 лет в литературе доминирует мнение, что стратосферный полярный вихрь при восточной фазе КДО слабее, чем при западной фазе, что известно как эффект или связь Холтона–Тана. При этом если для вихря Северного полушария это справедливо в течение зимы, то для вихря Южного полушария связь с КДО наблюдается только весной. Обычно данную особенность объясняют тем, что полярный вихрь в Южном полушарии гораздо интенсивнее и устойчивее, чем его аналог в Северном полушарии. Поэтому в зимний период планетарные волны существенно не нарушают южный высокоширотный вихрь и, как следствие, КДО не влияет на его силу. Однако в сезон разрушения вихря в октябре–ноябре, во время весеннего потепления, когда вихрь ослаблен, КДО может модулировать волновой режим и силу вихря.

Как правило, реакцию вихря на фазу КДО определяют на основе знака скорости U_{EQ} на определенном вертикальном уровне, и далее отклик определяется как разность средних значений некоторого параметра вихря для разных фаз КДО. При этом

выводы о связи с интенсивностью вихря зависят от высотного уровня, по которому определяют тип фазы КДО. Однако давно было показано, что использование знака экваториального ветра на одном уровне или даже комбинации нескольких уровней не является полностью надежным, поскольку не учитывает время спуска ветра КДО относительно сезонов года [18]. Кроме того, неизвестно, на каких высотах ветер КДО оказывает наиболее сильное влияние на внетропическую стратосферу [11, 12]. Вследствие того, что период КДО не постоянен и не является кратным годовому периоду, фазовое соотношение между сезонным циклом и КДО циклом все время изменяется [12, 17, 18], что приводит к множеству вариантов вертикальной структуры КДО ветра в период антарктического зимнего вихря и озоновой дыры.

Однако учет сезонных закономерностей КДО ветра и экваториального озона, использованный в данной работе, показал, что число возможных вариантов совпадения фаз циклов КДО с сезонами года строго ограничено. Это позволяет определить типичные особенности межгодовых вариаций характеристик полярного вихря и озоновой дыры в Антарктике, обусловленные КДО. Анализ экспериментальных данных методом наложенных эпох с использованием временных интервалов между ключевыми датами, которые соответствуют максимумам экваториального ΔОСО или в равной степени началам спуска восточного сдвига ветра КДО на 10 гПа, выявил следующие закономерности:

1. Вариации ΔОСО на широтах 45–55° ю. ш., то есть в окрестности границы южного вихря, согласованы с вариациями ΔОСО на экваторе, что подтверждает их зависимость от КДО-циркуляции. Сравнимая интенсивность вариаций ΔОСО на экваторе и на 45–55° ю. ш. свидетельствует о том, что влияние КДО на ОСО распространяется по крайней мере до границы полярного вихря.

2. В вариациях интенсивность вихря ΔU (скорости зонального ветра на 60° ю. ш.) эффект КДО наблюдается не только в октябре–ноябре во время фазы ослабления зимнего вихря, но и в период максимума вихря в июне–августе. Амплитуда вариаций достигает примерно ±5 м/с. При этом изменения скорости ΔU в период максимума зимнего вихря противоположны изменениям весной в период озоновой дыры. Если зимний вихрь интенсивный (слабый), то в период озоновой дыры вихрь слабее (интенсивнее) среднего уровня.

3. Знак ΔU (выше или ниже среднегодового уровня) в июне–августе совпадает со знаком ΔОСО на 45–55° ю. ш. для событий, которые соответствуют экваториальным экстремумам ΔОСО зимой Южного полушария (совпадающим с началом спуска восточного или западного ветра КДО на 10 гПа).

4. Межгодовая изменчивость интенсивности полярного вихря и озоновой дыры в Антарктике, то есть чередование максимумов/минимумов, зависит от чередования циклов КДО разных сценариев.

В этой статье мы приводим полученные из анализа данных наблюдений доказательства об особенностях КДО модуляции интенсивности стратосферного полярного вихря в Антарктике. Эти результаты могут быть использованы при сравнении моделируемых эффектов КДО с наблюдениями и, следовательно, при проверке предполагаемых механизмов влияния КДО. Для объяснения полученных закономерностей и ответа на вопрос об их механизмах требуются изучение с помощью численных моделей и дополнительные исследования экспериментальных данных о различных характеристиках вихря и озоновой дыры.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках темы 5.2 Плана НИТР Росгидромета на 2020–2024 гг. (регистрационный № АААА-А20-120041590008-0).

Благодарности. Автор благодарен рецензентам за полезные замечания.

Competing interests. There are no competing interests.

Funding. The research was carried out within project 5.2 of Roshydromet Plan of NITR for 2020–2024 (registration number AAAA-A20-120041590008-0).

Acknowledgments. The author are grateful to the reviewers for helpful comments.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. World Meteorological Organization (WMO). Executive Summary. *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2022, GAW Report No. 278*. Geneva: WMO; 2022. 56 p. https://ozone.unep.org/system/files/documents/Scientific-Assessment-of-Ozone-Depletion-2022-Executive-Summary.pdf
2. Krummel P.B., Fraser P.J., Derek N. The 2022 Antarctic Ozone Hole Summary: Final Report, Report prepared for *the Australian Government Department of Climate Change, Energy, the Environment and Water*. Australia: CSIRO; 2023. 30 p. https://www.dcceew.gov.au/sites/default/files/documents/2022-aoh-final-report.pdf
3. Solomon S., Ivy D.J., Kinnison D., Mills M.J., Neely R.R., Schmidt A. Emergence of healing in the Antarctic ozone layer. *Science.* 2016;353(6296):269–274. https://doi.org/10.1126/science.aae0061
4. Baldwin M.P., Gray L.J., Dunkerton T.J., Hamilton K., Haynes P.H., Randel W.J., Holton J.R., Alexander M.J., Hirota I., Horinouchi T., Jones D.B.A., Kinnersley J. S., Marquardt C., Sato K., Takahashi M. The quasi-biennial oscillation. *Reviews of Geophysics*. 2001;39(2):179–229. https://doi.org/10.1029/1999RG000073
5. Bojkov R.D. The 1979–1985 ozone decline in Antarctic, as reflected in ground level observations. *Geophysical Research Letters*. 1986;13(12):1236–1239. https://doi.org/10.1029/GL013i012p01236
6. Garcia R., Solomon S. A possible relationship between interannual variability in Antarctic ozone and quasi-biennial oscillation. *Geophysical Research Letters*. 1987;14(8):848–851. https://doi.org/10.1029/GL014i008p00848
7. Lait L., Schoeberl M.R., Newman P.A. Quasi biennial modulation of the Antarctic ozone depletion. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1989;94(D9):11559–11571. https://doi.org/10.1029/JD094iD09p11559
8. Angell J.K. Reexamination of the relation between depth of the Antarctic ozone hole, and equatorial QBO and SST, 1962–1992. *Geophysical Research Letters*. 1993;20(15):1559–1562. https://doi.org/10.1029/93GL01762
9. Herman J.R., Newman P.A., Larko D. Meteor 3/TOMS observations of the 1994 ozone hole. *Geophysical Research Letters*. 1995;22(23):3227–3229. https://doi.org/10.1029/95GL02850
10. Holton J.R., Tan H.-C. The influence of the equatorial quasibiennial oscillation on the global circulation at 50 mb. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1980;37(10):2200–2208. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<2200:TIOTEQ>2.0.CO;2
11. Anstey J.A., Osprey S.M., Alexander J., Baldwin M.P., Butchart N., Gray L., Kawatani Y., Newman P.A., Richter J.H. Impacts, processes and projections of the quasi-biennial oscillation. *Nature Reviews and Earth Environment*. 2022;3:588–603. https://doi.org/10.1038/s43017-022-00323-7
12. Anstey J.A., Shepherd T.G. High-latitude influence of the quasi-biennial oscillation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2014;140(678):1–21. https://doi.org/10.1002/ qj.2132
13. Garfinkel C.I., Shaw T.A., Hartmann D.L., Waugh D.W. Does the Holton-Tan mechanism explain how the quasi-biennial oscillation modulates the arctic polar vortex? *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2012;69(5):1713–1733. https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-0209.1.

14. Gray L.J., Anstey J.A., Kawatani Y., Lu H., Osprey S., Schenzinger V. Surface impacts of the quasi-biennial oscillation. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2018;18(11):8227–8247. https://doi.org/10.5194/acp-18-8227-2018
15. Peca-Ortiz C., Manzini E., Giorgetta M.A. Tropical deep convection impact on southern winter stationary waves and its modulation by the quasi-biennial oscillation. *Journal of Climate*. 2019;32(21):7453–7467. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0763.1
16. White I.P., Lu H., Mitchell N.J., Phillips T. Dynamical response to the QBO in the northern winter stratosphere: signatures in wave forcing and eddy fluxes of potential vorticity. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2015;72(12):4487–4507. https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0358.1
17. Holton J.R. Influence of the annual cycle in meridional transport of the quasi-biennial oscillation in total ozone. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1989;46(10):1434–1439. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<1434:IOTACI>2.0.CO;2
18. Gray L.J., Ruth S. The modeled latitudinal distribution of the ozone quasi-biennial oscillation using observed equatorial winds. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1993;50(8):1033–1046. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1993)050<1033:TMLDOT>2.0.CO;2
19. Baldwin M.P., Birner T., Brasseur G., Burrows J., Butchart N., Garcia R., Geller M., Gray L., Hamilton K., Harnik N., Hegglin M.I., Langematz U., Robock A., Sato K., Scaife A. A. 100 years of progress in understanding the stratosphere and mesosphere. *Meteorological Monographs*. 2019;59(27):1–62. https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-19-0003.1
20. Baldwin M.P., Dunkerton T.J. Quasi-biennial modulations of the Southern Hemisphere stratospheric polar vortex. *Geophysical Research Letters*. 1998;25(17):3343–3346. https://doi.org/10.1029/98GL02445
21. Габис И.П., Трошичев О.А. Квазидвухлетние осцилляции в экваториальной стратосфере: сезонные закономерности изменения ветра, дискретность периода цикла и прогноз его длительности. *Геомагнетизм и аэрономия*. 2011;51(4):508–519.

    Gabis I.P., Troshichev O.A. The quasi-biennial oscillations in the equatorial stratosphere: seasonal regularities in zonal wind changes, discrete QBO-cycle period and prediction of QBO-cycle duration. *Geomagnetism and Aeronomy*. 2011;51(4):501–512. https://doi.org/10.1134/S0016793211040104
22. Gabis I.P., Troshichev O.A. QBO cycle identified by changes in height profile of the zonal winds: new regularities. *Journal of Atmospheric and Solar–Terrestrial Physics*. 2005;67(1–2):33–44. https://doi.org/10.1016/j.jastp.2004.07.015
23. Gabis I.P. Forecast of development of quasi-biennial oscillation in the equatorial stratospheric wind until April 2014. *Journal of Atmospheric and Solar–Terrestrial Physics*. 2012;80:79–91. https://doi.org/10.1016/j.jastp.2012.03.008
24. Gabis I.P. The validity of long-term prediction of quasi-biennial oscillation (QBO) as a proof of the exact seasonal synchronization of the equatorial stratospheric QBO cycle. *Journal of Atmospheric and Solar–Terrestrial Physics*. 2015;124:44–58. https://doi.org/10.1016/j.jastp.2015.01.015
25. Gabis I.P. Seasonal dependence of the quasi-biennial oscillation (QBO): New evidence from IGRA data. *Journal of Atmospheric and Solar–Terrestrial Physics*. 2018;179:316–336. https://doi.org/10.1016/j.jastp.2018.08.012
26. Troshichev O.A., Gabis I.P., Krivolutsky A.A. Influence of cosmic weather on the Earth's atmosphere. *Arctic and Antarctic Research*. 2021;67(2):177–207. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2021-67-2-177-207
27. Gabis I.P. Quasi-biennial oscillation of the equatorial total ozone: A seasonal dependence and forecast for 2019–2021. *Journal of Atmospheric and Solar–Terrestrial Physics*. 2020;207(C):105353. https://doi.org/10.1016/j.jastp.2020.105353
28. *Gabis I.P.* Quasi-biennial modulation of total ozone distribution from equator to polar regions based on observations. *Journal of Atmospheric and Solar–Terrestrial Physics*. 2023;247:106076. https://doi.org/10.1016/j.jastp.2023.106076

Оригинальная статья / Original paper
https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-373-390
УДК 550.385.43

Different origins of magnetic disturbances during substorm growth and expansion phases and insufficiency of the *AL* index as their sole measure

Oleg A. Troshichev✉, Svetlana A. Dolgacheva, Dmitry A. Sormakov, Nikita A. Stepanov

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

✉*olegtro@aari.ru*

OAT, 0000-0002-7887-9831; SAD, 0000-0003-3661-4197; DAS, 0000-0003-2829-5982; NAS, 0000-0003-0014-5886

Abstract. The paper examines the relationship between the PC index, characterizing the solar wind energy input into the magnetosphere, and the *AL* index, characterizing the magnetic substorm intensity for the expansion phase of isolated substorms recorded in 1998–2017. Magnetic disturbances in the course of the expansion phase are produced by the DP11 current system with a powerful westward electrojet disposed in the midnight auroral zone. It is generally accepted that this electrojet is generated by the "substorm current wedge" system of field-aligned currents (SCW FAC) providing closure of the magnetotail plasma sheet currents through the auroral ionosphere. As this takes place, magnetic disturbances in the course of the substorm growth phase are produced by the DP12 current system with westward and eastward electrojets located, correspondingly, in the morning and evening sectors of the auroral zone, with the electrojets generated by the R1/R2 FAC system operating in the inner (closed) magnetosphere. The intensity of R1 currents is determined by the "coupling function" E_{KL}, which represents the optimal combination of all geoeffective solar wind parameters affecting the magnetosphere. The DP2 magnetic disturbances generated by the R1 FAC system in polar caps forms the basis for estimating the *PC* index, which strongly follows the E_{KL} field changes and correlates well with the development of magnetic substorms. Analyses performed in AARI revealed the principally distinctive character of the relationships between the *PC* index and *AL* index in the course of the substorm growth (DP12 disturbances) and explosive (DP11 disturbances) phases. The DP12 disturbances, generated by FAC systems in the closed magnetosphere, are developed in strong relation to the *PC* index. The DP11 disturbances, generated by the SCW FAC system, related to the magnetotail plasma sheet, show quite irregular character of relationship between the *PC* and *AL* values: the sudden jumps of the substorm intensity (*ALpeaks*) might occur, time and again, at any value of the *PC* index and with quite different delay times relative to sudden substorm onset. It means that the processes in the tail plasma sheet, leading to the formation of a "substorm current wedge" are determined by the state of the magnetotail plasma sheet itself. The solar wind influence (evaluated by the *PC* index) affects but does not control the processes in the magnetotail, unlike those in the inner magnetosphere. It should be noted in this connection that the intensity of magnetic DP12 and DP11 disturbances, observed in the course of the substorm growth and explosive phases, is estimated by a single *AL* index, in spite of the different origin of these disturbances (R1/R2 and SCW FAC systems). It is necessary to employ two separate indices characterizing DP12 and DP11 disturbances in order to allow for the effects of the solar wind on the processes in the inner magnetosphere and in the magnetotail.

Keywords: magnetic activity in polar caps, magnetospheric field-aligned currents, magnetic substorms, *PC* index, solar wind parameters, solar wind — magnetosphere interaction, substorm growth and expansive phasesc

For citation: Troshichev O.A., Dolgacheva S.A., Sormakov D.A., Stepanov N.A. Different origins of magnetic disturbances during substorm growth and expansion phases and insufficiency of the *AL* index as their sole measure. *Arctic and Antarctic Research*. 2024;70(3):373–390. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-373-390

Received 12.07.2024 **Revised 25.08.2024** **Accepted 28.08.2024**

Introduction

Specific magnetic disturbances occurring in high latitudes in the course of intense aurora were first identified by Birkeland [1] as a “polar elementary storm”. Later a close relationship of the “polar storms” to magnetic storms (magnetic disturbances extending over the whole planet) was revealed [2] and the term “substorm” was introduced to denote magnetic disturbances observed in the auroral zone [3, 4]. The magnetic substorm features are usually depicted through “equivalent current systems”, i.e. systems of conventional electric currents flowing in the polar ionosphere, whose spatial distribution and intensity ensure the really observed allocation of magnetic disturbances (the horizontal H/D, or X/Y components) at the ground surface. According to [3], an equivalent current system of a powerful magnetic substorm (DP1) consists of intense westward currents (westward electrojet) in the morning and night sectors of the auroral zone and closing currents in the polar cap and in the subauroral latitudes (Fig. 1*a*). In the case of a moderate substorm an eastward electrojet was observed in the evening auroral zone. As the following study [5] showed, the DP1 current system represents a superposition of two separate systems: DP12 system typical of the growth and recovery substorm phases, with westward and eastward electrojets in the morning and evening sectors (Fig. 1*b*), and DP11 system typical of the expansion (explosive) substorm phase, with an intense westward electrojet in the night sector (Fig. 1*c*). The intensity of the westward and eastward electrojets (*AL* and *AU* indices) is estimated by the value of negative and positive magnetic disturbances recorded in the auroral zone.

Weaker magnetic disturbances, independent of magnetic substorms, were revealed in the polar caps. The main one is the DP2 disturbance [6–8], represented by two-vortices current system with focuses in the morning and evening sectors on the pole-ward edge of the auroral zone and sunward-directed currents in the near-pole region. The DP2 current system is available continuously, irrespective of the time and season, with the current intensity increasing under conditions of the southward interplanetary magnetic field (IMF) [6, 7, 9, 10] and high solar wind velocity [10, 11].

The physical mechanisms responsible for the substorms and polar cap magnetic disturbances came to light when transverse magnetic deviations in the magnetosphere were revealed in the course of spacecraft experiments [12–17]. It became evident that the ground magnetic disturbances are related to various systems of the magnetospheric field-aligned currents (FAC). The main FAC system is the Region 1 (R1) system, with the currents flowing into the ionosphere on the dawn side and out of the ionosphere on the dusk side of the poleward edge of the auroral zone. The R1 FAC system operates constantly, irrespective of the season and IMF polarity, with the current intensity increasing under conditions of the southward IMF.

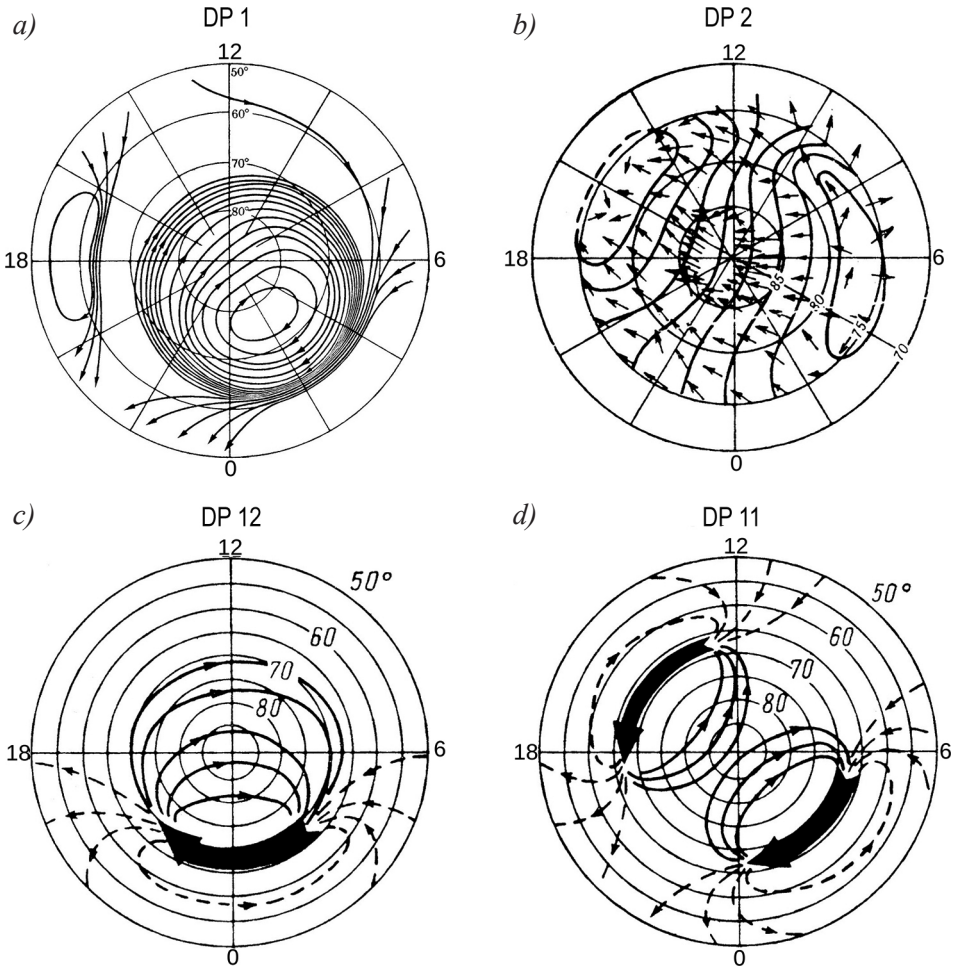

Fig. 1. Equivalent current systems of magnetic disturbances: (*a*) magnetic substorm DP1 [3], (*b*) polar cap DP2 disturbance [9], the substorm growth and expansion phase disturbances DP12 (*c*) and DP11(*d*) [5]

Рис. 1. Эквивалентные токовые системы высокоширотных магнитных возмущений: (*a*) магнитная суббуря DP1 [3], (*b*) DP2 магнитное возмущение в полярной шапке [9], возмущения на фазе роста DP12 (*c*) и на взрывной фазе DP11 (*d*) суббури [5]

Model calculations of ionospheric electric fields and currents generated by the field-aligned currents were performed [18, 19] using experimental data on field-aligned currents and ionospheric conductivity in the polar cap. The results of the model calculations demonstrated full agreement with “equivalent current systems” obtained in [9, 10] based on the data of the ground magnetic observations, indicating that “equivalent systems” represent the real ionospheric current systems generated by field-aligned currents in the well-conducting polar ionosphere. Conclusion was made [20] that the field-aligned currents are responsible for the generation of magnetic activity in the polar cap and auroral

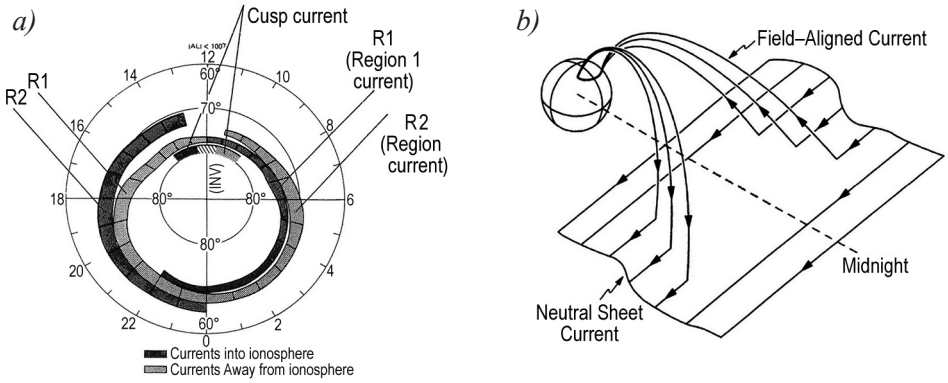

Fig. 2. Pattern of (*a*) field-aligned currents derived from spacecraft data [14] and (*b*) the substorm current wedge short-circuiting the neutral sheet current in the magnetotail [26]

Рис. 2. Системы продольных токов (*a*) R1 и R2, действующие в замкнутой магнитосфере [14], и (*b*) суббуревой токовый клин (SCW), связывающий токи в хвосте магнитосферы с ионосферой [26]

zone. The results [18, 19] were confirmed afterwards in more detailed and complicated analyses [21–24].

The substorm expansion phase (jump of the westward electrojet intensity in the night auroral zone) is related to the action of a specific “substorm current wedge” (SCW) FAC system [25], which includes plasma sheet currents in the magnetotail, a westward electrojet in the night auroral zone, and connecting field-aligned “Birkeland currents”. It was suggested [26] that the solar wind energy, which is not directly dissipated via auroral electrojets in the course of the growth phase, is stored as a consequence of magnetosphere convection, in the tail magnetosphere in the form of magnetic energy by enhancing the neutral sheet — tail current circuit. After the storage period (substrorm growth phase) the magnetic tension is suddenly released by short-closing the neutral sheet current through the midnight auroral ionosphere by means of Birkeland currents (Fig. 2*b*) marking a sudden substorm onset (SO).

Given that the DP2 disturbances increase is invariably followed by substorm development, it was suggested [27] that the polar cap magnetic activity can be used as an indicator of the magnetosphere state. Analysis of relationships between the DP2 disturbances, evaluated based on the data of magnetic observations at the near-pole station Vostok (Antarctic), and various “coupling functions” proposed for the description of relationships between the solar wind parameters and magnetic disturbances, showed [28] that the DP2 disturbances correlate the best (R = 0.80) with the coupling function $E_{KL} = V_{SW}\,(B_Z^2 + B_Y^2)^{1/2} sin^2(\Theta/2)$ proposed by Kan and Lee [29], where V_{SW} is the solar wind velocity, B_Y and B_Z are the IMF components, Θ is the angle between the geomagnetic dipole and transverse IMF component $B_T = (B_Z^2 + B_Y^2)^{1/2}$. This result is indicative of the E_{KL} function as an optimal combination of the geoeffective solar wind parameters ensuring the highest intensity of the R1 field-aligned currents generating DP2 disturbances. As a consequence, the polar cap magnetic activity index *PC* began to be used in AARI in collaboration with the Danish Meteorological Institute (DMI) [30]. The *PC* index

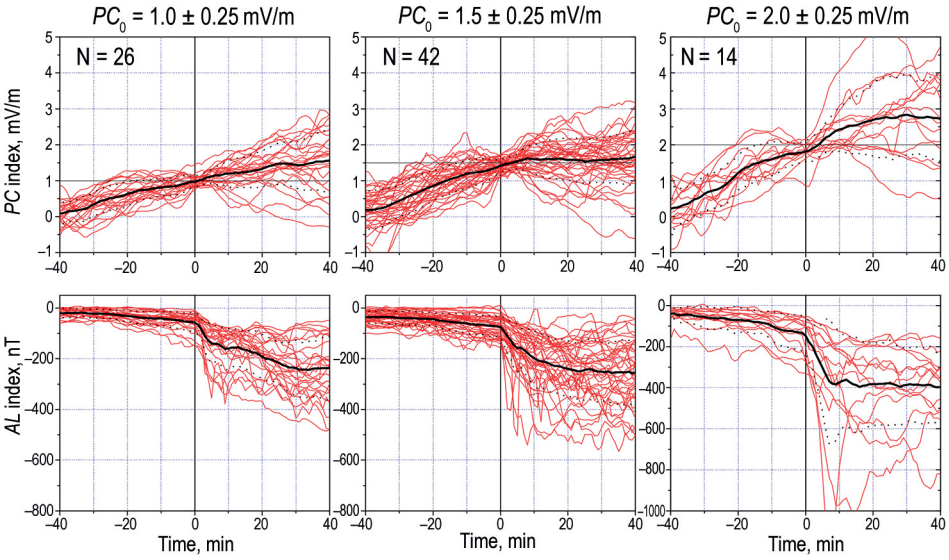

Fig. 3. Behavior of the *PC* and *AL* indices in the course of isolated substorms with the *PC* growth period ΔT = 20-45 min for 3 levels of *PC* value at the moment of a sudden substorm sudden (PC_0): 1.0 mV/m, 1.5 mV/m and 2.0 mV/m [36]

Рис. 3. Поведение *PC* и *AL* индексов в ходе изолированных магнитных суббурь с периодом роста *PC* индекса ΔT от 20 до 45 мин, для 3 уровней величины *PC* индекса в момент начала суббури (PC_0): 1,0 мВ/м, 1,5 мВ/м и 2,0 мВ/м [36]

is calculated based on the data of magnetic observations at the Thule observatory in Greenland (*PCN* index) and at Vostok in the Antarctic (*PCS* index). The following studies showed a close relationship between the 15-min *PC* and auroral elecrtrojet indices [31–33]. Basing on these results the International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA) endorsed the *PC* index as a proxy for the energy that enters into the magnetosphere during the solar wind — magnetosphere coupling [34, 35].

Transition to the 1-min scale of indices revealed a distinction in the behavior of the *PC* and *AL* indices in the course of the substorm growth and expansion phases. Whereas the relationship between the 1-min *PC* and *AL* indices at the growth phase remains mainly the same for various substorms, the relationship at the expansion phase changes from one substorm to another. Fig. 3 [Troshichev et al. [36] shows, as an example, the relationship between the *PC* and *AL* indices in the course of isolated substorms (thin red lines) for three levels of the PC_0 index at the moment of a substorm onset (T=0), which are marked in the graphs by a vertical line, with the mean *PC* and *AL* values represented by thick solid lines. One can see that the *AL* index before SO increases in good agreement with the *PC* growth, whereas the relationships between the corresponding *PC* and *AL* indices after SO can be quite different: from full agreement to independence. To clarify this issue, a comprehensive analysis of the relationships between the *PC* and *AL* indices in the course of the substorm expansion phase was carried out for isolated magnetic substorms recorded over 20 years (1998–2017). The results of the analysis are presented in this paper.

Method of analysis

To identify the substorm event, the same criteria were used as in study [36]: (1) the magnetic disturbance event was regarded as a substorm if the SO amplitude (*AL* decrease value) within 15 minutes was more than 100 nT, (2) only isolated disturbances were examined, which arise on the background of quiet conditions (*AL* ≤ 200 nT) lasting one hour or more prior to SO. Thereafter these substorms were separated into different categories in accordance with the relationship between the *AL* and *PC* indices in the course of the substorm. The *PC* index in the winter polar cap (*PCwinter*) index was taken for examination with regard to results demonstrating that the correlation between the *AL* and *PCwinter* indices is always better than that between the *AL* and *PCsummer* indices. The index *PCmean* = (*PCwinter* + *PCsummer*)/2 was used for the equinox season.

The following quantities have been evaluated for each individual substorm:

PCmax — maximal value of the *PC* index in the course of a substorm expansion phase;

ALcorr — corresponding value of the *AL* index at the moment of *PCmax*;

Alpeak — amplitude of the *AL* index maximal jump during a substorm expansion phase; in the case of some jumps with an equal amplitude, the central of them is taken as *Alpeak*; if the *AL* maximal jump is recorded a few minutes after the *PCmax* moment, just this *AL* jump was taken as *Alpeak*; in the case of the *AL* index increase without jumps in the course of an expansion phase, the *Alpeak* index was regarded as unavailable;

DTmax — time interval between SO and *PCmax* moments in the course of a substorm expansion phase;

DTpeak — time interval between SO and *PCpeak* moments in the course of a substorm expansion phase.

Results of analysis

Different types of relationships between PC and AL indices

Magnetic disturbances observed over the period 1998–2017 have been examined and substorms satisfying the criteria indicated above (*N* = 820) have been identified. These substorms were divided into 7 categories shown below, according to particularities of the relationship between the *PC* and *AL* indices in the course of each individual substorm. Typical examples of these categories are presented in Fig. 4–10, where the vertical black line marks the substorm sudden onset time T_0, whereas the horizontal red line denotes the appropriate value of the *PC* index at this moment ("*PC* critical level"). It could be noted that this critical level usually lies in the range of *PC* from ~0.5 to 1.5 mV/m, in full agreement with the results [36]. It should be born in mind that the division of substorms into these categories is conditional to some extent since in many cases the real substorms demonstrate signatures of different categories concurrently. In such a case the most representative signature was taken into account for categorization.

"*PC*-concerted" substorms (N = 49) are disturbances with *AL* increase going on in good agreement with the *PC* gradual growth (Fig. 4); the intervals with the *PC* growth slowing-down are accompanied by the *AL* rise fall-dawn. The substorm intensity reaches maximum simultaneously with the PC index ("*PCmax* moment") and thereupon decreases. As this takes place, changes in the *AL* index can outstrip or delay for a few minutes relative to the *PC* index changes (Fig. 4*a*). Usually, the substorm intensity is higher for events with a larger "PC_0 critical level".

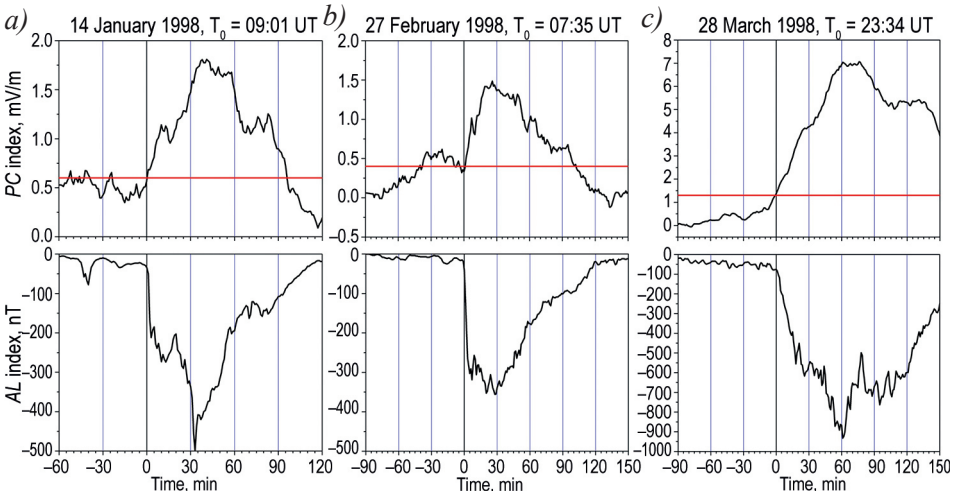

Fig. 4. Changes of the *PC* and *AL* indices in the course of "*PC* – concerted " substorms

Рис. 4. Изменения *PC* и *AL* индексов в ходе «согласованных с *PC*» суббурь

"*PC*-followed" substorms ($N = 330$) are disturbances with one or more *ALpeaks* of different or approximately equal intensity, which are observed during the rise of the *PC* index and its presence at the top (Fig. 5). In the case of a "delayed" substorm (Fig. 5*a*), *ALpeaks* continue to appear after the *PCmax* moment and a maximal intensity of the substorm can be reached during the *PC* drop. In the case of "advanced" substorms (Fig. 5*b*, *c*), the *ALpeaks* are observed before the *PCmax* moment and substorm intensity falls simultaneously with the *PC* index decrease or previously. The relationship between the *PCmax* and *ALpeak* values changes from one substorm to another, with the substorm intensity related to the *PC* critical level.

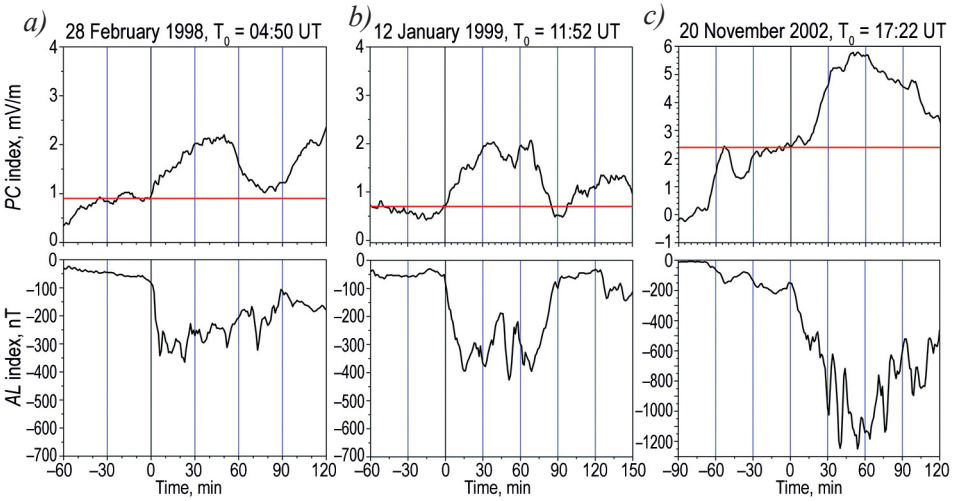

Fig. 5. Changes of the *PC* and *AL* indices in the course of "*PC* – followed" substorms

Рис. 5. Изменения *PC* и *AL* индексов в ходе суббурь, «следующих изменениям *PC* индекса»

"SO-peaked" substorms (N = 58) are a specific variety of *PC*-accompanied substorms, where the first extremely high *Alpeak* arises just at the SO moment (Fig. 6). In this case the relationship between the *PC* and *AL* values can be strongly changed even in the course of one individual substorm (see Fig. 6*a*, *b*, *c*). Sometimes the first *Alpeak* turns out to be the main peak during the substorm but usually it is followed by other peaks. Again, the intensity of substorms is higher for events with a larger *PC* critical level.

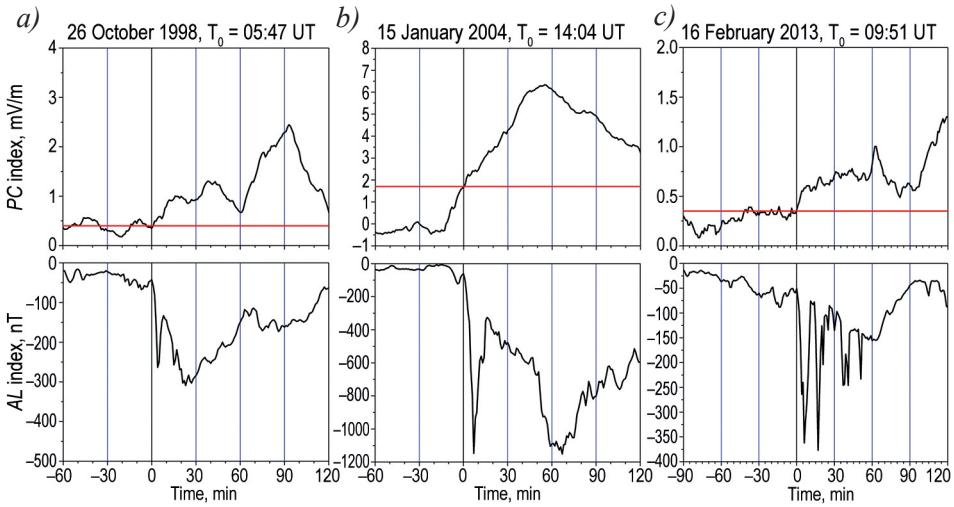

Fig. 6. Changes of the *PC* and *AL* indices in the course of "SO-peaked" substorms

Рис. 6. Изменения *PC* и *AL* индексов в ходе суббурь с максимумом интенсивности в начале суббури

"*PC*-reversed" substorms (N = 99) are another variety of "*PC*-followed substorms (Fig. 7) starting in a way that is evidently related to the "*PC* reverse" transformation, when the *PC* index suddenly changes from drop down to jump up. The substorm beginning is stimulated even by an insignificant *PC* reverse in the course of the *PC* index increase (Fig. 7*b*) or decrease (Fig. 7*c*), as well as when the *PC* index stays more or less invariable for a long period of time. The substorm can be initiated also when the PC_0 is negative if the *PC* reverse amplitude and rate are great (Fig. 7*a*). It is reasonable to suggest that the *PC* reverse is always conducive to the development of a substorm, but the start of a substorm is actually determined by the total state of the system.

"*PC*-fluctuated" substorms (N = 127) are disturbances related to *PC* index regular fluctuations, such as "*PC*-waved" alternations with a period of more than 20 minutes, or "*PC*-oscillated" alternations with periods shorter than 15 minutes. In the case of **"*PC*-waved"** substorms, the disturbance usually starts with an onset of the second (or third) wave of the *PC* index increase, continues for about one hour and finishes thereupon (Fig. 8*a*), the *PC* values lie in the range from 0 to 3 mV/m. The intensity of "*PC*-waved" substorms (*ALmax* magnitude) can reach the value ~ –350 nT, depending mainly on the *PC* critical level. **"*PC*-oscillated"** substorms present a total response of magnetic activity to short-period alternations of *PC*, without any evident relationship of the substorm onset to the *PC* index growth or decrease (Fig. 8*b*). Usually, short *PC* oscillations are observed against the background of long *PC*-waved alternations (Fig. 8*c*). In these cases, the relationship between the *PC* and *AL* index remains identical to that for pure "*PC*-waved" or for "*PC*-oscillated" substorms depending on the amplitude of *PC* index waves and oscillations, the substorm intensity (*AL* index) is changed in the range from ~ –200 nT to –400 nT.

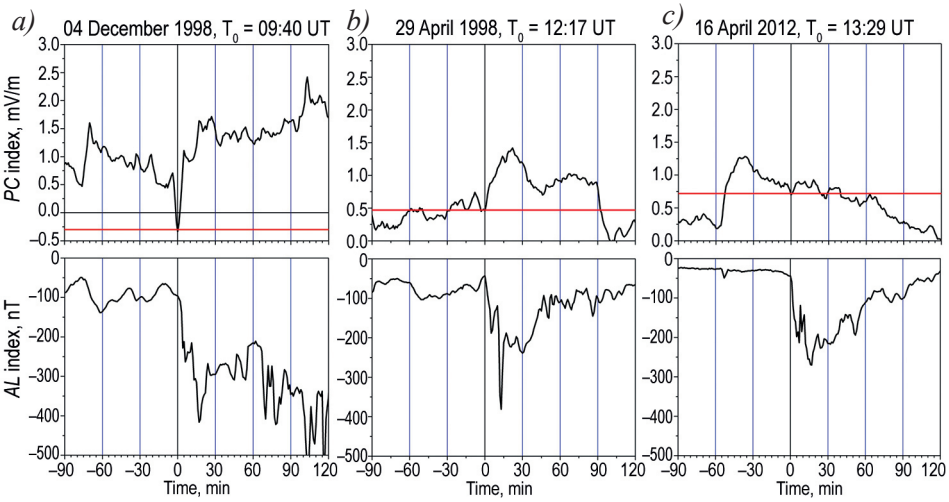

Fig. 7. Changes of the *PC* and *AL* indices in the course of "*PC*-reversed" substorms

Рис. 7. Изменения *PC* и *AL* индексов в ходе суббурь, связанных с реверсом *PC* индекса

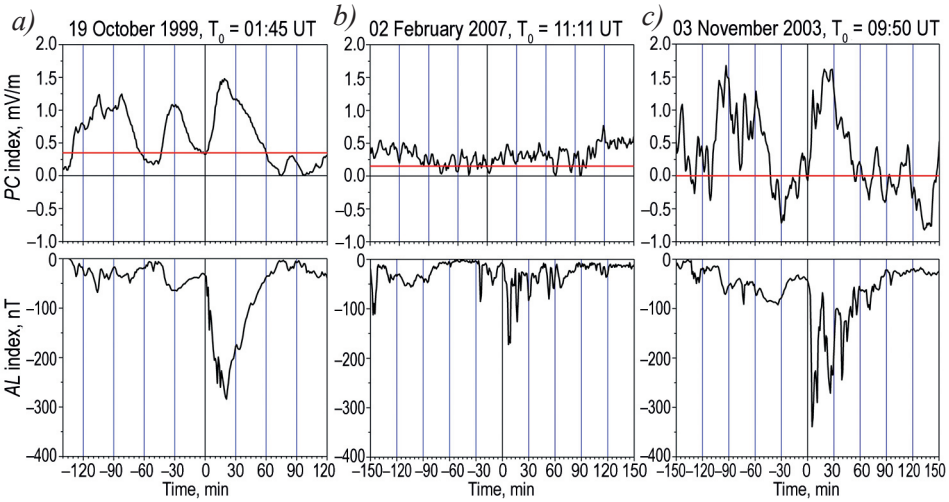

Fig. 8. Changes of the *PC* and *AL* indices in the course of "*PC*-fluctuated" substorms: waived (*a*), oscillated (*b*) and combined (*c*) alterations of the *PC* index

Рис. 8. Изменения *PC* и *AL* индексов в ходе суббурь, «связанных с колебательными изменениями величины *PC* индекса»: волны (*a*), осцилляции (*b*), комбинированные (*c*)

"*PC*-fluctuated" substorms appear to be associated with the effect of the *PC*-fluctuated pack passage, rather than the effect of the separate *PC* index growth. Although "*PC*-fluctuated" substorms usually start at the beginning of the corresponding pack, sometimes they are observed in relation to the pack maximum or after this maximum, with the substorm intensity being rather limited. Situation changes if the *PC* index fluctuations occur against the background of gradual *PC* index increase. Fig. 9 gives examples of "*PC*-increase/fluctuated" substorms (*N*=134) that developed with the *PC* value increase in the case of waived (*a*), oscillated (*b*) and combined (*c*) alternations of the *PC* index. One can see that the relationship between the *PC* and *AL* values in such a case becomes similar to that for "accompanying" substorms, and the substorm intensity is significantly increased.

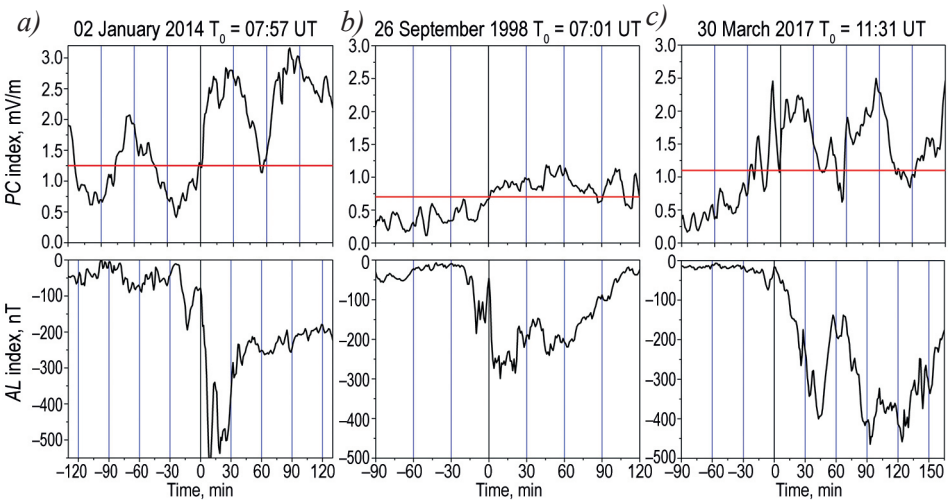

Fig. 9. Changes of the *PC* and *AL* indices in the course of "*PC*-increase/fluctuated" substorms occurring against the background of the *PC* gradual growth in the case of waived (*a*), oscillated (*b*) and combined (*c*) *PC* alterations.

Рис. 9. Изменения *PC* и *AL* индексов в ходе суббурь, «связанных с колебательными изменениями величины *PC* индекса на фоне постепенного роста *PC* индекса»: (*a*) волны, (*b*) осцилляции, (*c*) комбинированные изменения *PC* индекса

"Unrelated" substorms (N = 23) are disturbances that start in the absence of distinct *PC* index changes at the moment of a sudden substorm onset (Fig. 10). Substorm can start with the *PC* index unvarying (*a*), or decreasing (*b*), or irregularly changin (*c*). This category of magnetic disturbances, few in number, implies the possibility of substorm development even under conditions of ineffective solar wind impact on the magnetosphere.

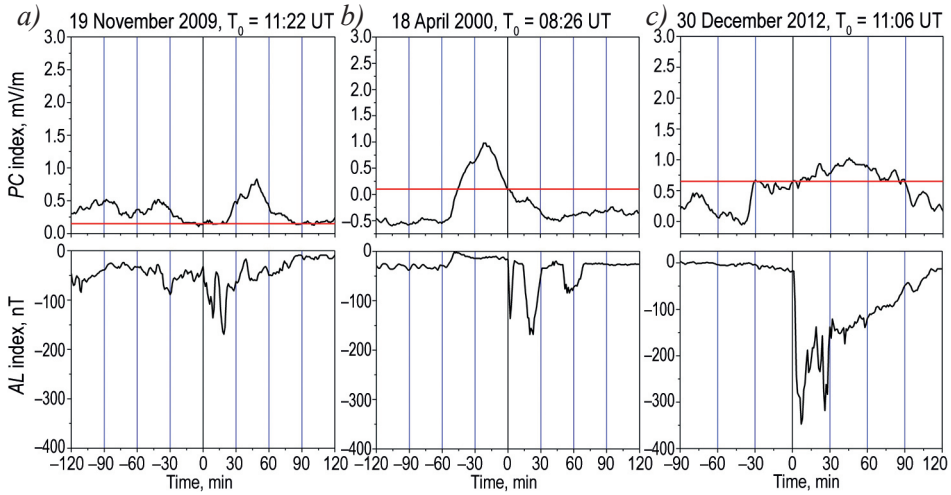

Fig. 10. Changes of the *PC* and *AL* indices in the course of "*PC*-unrelated" substorms occurring in the absence of distinct *PC* index signatures related to the substorm sudden onset

Рис. 10. Изменения *PC* и *AL* индексов в ходе суббурь, не связанных с вариациями *PC* индекса

Statistically justified relationship between the *PC* and *AL* indices

Statistical analysis of relationships between the values of the *PC* and *AL* indices has been performed for all the categories of substorms ("*PC*-concerted", "*PC*-followed", "SO-peaked", "*PC*-reversed", "*PC*-increase/fluctuated"), which demonstrated an evident relationship of the substorm progression to the *PC* index growth in the course of the expansion phase. Fig. 11 shows an example of relationship between the *PCmax*

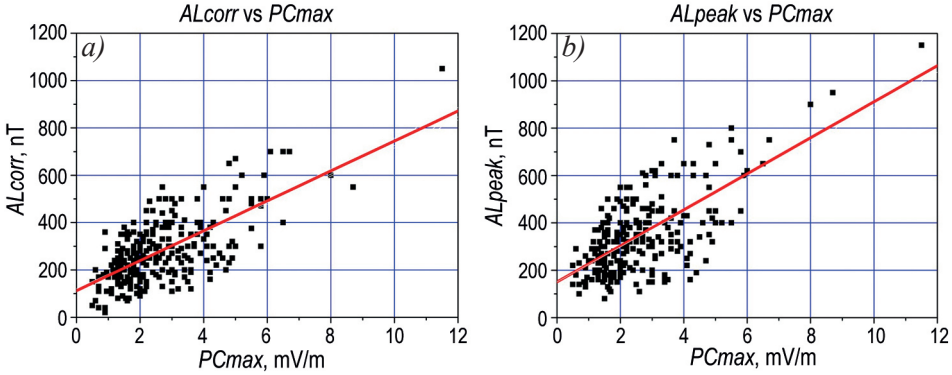

Fig. 11. Relationship between the substorm intensity parameters *ALcorr* (*a*) and *ALpeak* (*b*) and maximal value of the *PC* index (*PCmax*) in the case of "*PC*-followed" substorms

Рис. 11. Зависимость параметров интенсивности суббури *ALcorr* (*a*) и *ALpeak* (*b*) от максимальной величины *PC* индекса (*PCmax*) в случае суббурь, «следующих изменениям *PC* индекса»

Table 1

Parameters of linear relationship between the substorm intensity (*ALcorr*) and *PCmax* value (*ALcorr* = $\beta_0 + \beta_1 \cdot$*PCmax*)

Таблица 1

Параметры линейной связи между параметрами *ALcorr* и *PCmax*

Category of substorm	Indicator	Interception β_0	Slope β_1	Correlation *R*	Number
Concerted	*ALcorr*	147	87	0.90	49
Followed	*ALcorr*	111	66	0.70	330
SO-peaked	*ALcorr*	78	75	0.80	58
PC-reversed	*ALcorr*	123	57	0.71	99
PC-increase/waived	*ALcorr*	92	78	0.67	65
PC-increase/oscillated	*ALcorr*	57	96	0.57	69

Table 2

Parameters of linear relationship between the substorm intensity (*ALpeak*) and *PCmax* value (*ALpeak* = $\beta_0 + \beta_1 \cdot$*PCmax*)

Таблица 2

Параметры линейной связи между параметрами *ALpeak* и *PCmax*

Category of substorm	Indicator	Interception β_0	Slope β_1	Correlation *R*	Number
Followed	*ALpeak*	150	76	0.70	298
PC-reversed	*ALpeak*	160	76	0.72	86
PC-increase/waived	*ALpeak*	123	106	0.73	59
PC-increase/oscillated	*ALpeak*	116	119	0.73	65

values and the substorm intensity quantities *ALpeak* and *ALcorr* in the case of the category of "*PC*-followed" substorms, large in number. Both quantities, *ALpeak* and *ALcorr*, are linearly related to the *PCmax* value with the coefficient of correlation R = 0.70. Similar results were obtained for other categories of substorms (Tables 1 and 2). Thus, the majority of the isolated magnetic substorms (~82 %) demonstrate linear linkage between the *PC* index value and the substorm intensity in the course of the substorm expansion phase. The best correlation between *PCmax* and ALcorr (R = 0.899) is observed in the case of "*PC*-concerted" substorms, which demonstrate consistency between *PC* and *AL* indices alternation. Note that the high correlation between the *AL* and *PC* indices (R = 83) is typical of the DP12 disturbances during the substorm growth phase [36]. The lowest correlation between *PCmax* and *ALcorr* in the course of the expansion phase is observed for "*PC*- increase/waived" substorms (R = 0.67) and "*PC*-increase/oscillated" substorms (R = 0.57), related to the combined effect of *PC* index increase and passage of the *PC*- fluctuated packs. The remaining 18% are "*PC*-fluctuated" substorms, which exhibit the *PC*-fluctuated pack passage effect.

On the other hand, the results of the analysis indicate that maximal *AL* values (*ALpeaks*) can be recorded at any moment in the course of the substorm expansion phase: just at the SO moment T_0, during the whole interval between the moments of *PCmax* and T_0, at the *PCmax* moment and after it. It implies that the delay time of the *ALpeaks* accomplishment relative to the SO moment is not related to the values of *ALpeaks* or *PCmax*. To verify this supposition, we examined the statistically justified relationship between the time intervals DT(*ALpeak*) (time duration from moment T_0 to moment of *ALpeak*) and the values *ALpeak* and *PCmax*. The results of the analysis, presented in Fig. 12 for the category of "followed" substorms demonstrate that the moment of the *Alpeak* appearance (characterized by intervals DT(*ALpeak*)) is not related either to the *PCmax* value (R = 0.23) or to the *ALpeak* value (R = 0.38). The same results have been obtained for other substorm categories. It implies that substorm power bursts (*ALpeaks*), related to the "substorm current wedge" FAC system action, are most likely controlled by the current state (steady or unsteady) of the neutral sheet current circuit in the magnetosphere tail.

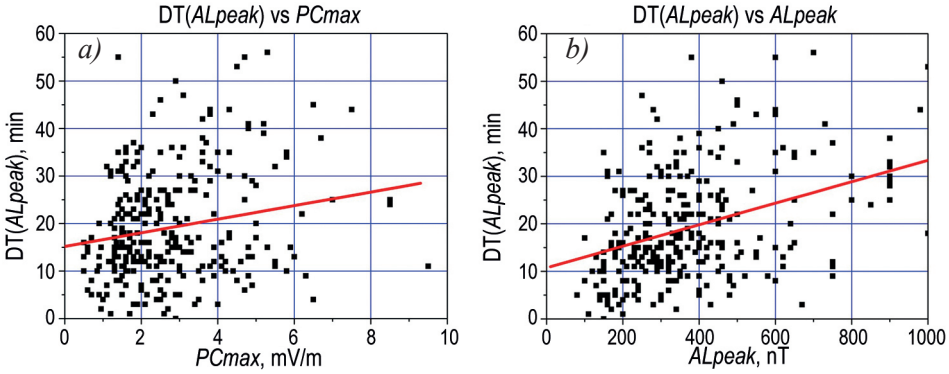

Fig. 12. Relationship between the duration of DT(*ALpeak*) intervals and values *PCmax* (*a*) and *ALpeak* (*b*) in the case of "*PC*-followed" substorms

Рис. 12. Связь между длительностью интервала DT(*ALpeak*) и величинами *PCmax* (*a*) и *ALpeak* (*b*) в ходе суббурь, «следующих изменениям *PC* индекса»

Discussion

It should be borne in mind that the *PC* index is regarded in this study as an indicator of the solar wind influence on the magnetosphere, in conformity with the IAGA resolutions [34, 35]. The results of the analysis indicate that the response of the substorm activity (*AL* index) to the *PC* index growth is quite different in the course of preliminary and expansion substorm phases. Indeed, the substorm activity during the preliminary phase (i. e. DP12 disturbances, produced by R2 field-aligned currents acting in the morning and evening sectors of the inner magnetosphere) closely follows the *PC* growth, whereas the sudden jumps of the *AL* maximum value (*ALpeaks*) during the expansion phase (i. e. DP11 disturbances, produced by the SCW FAC system) are observed at any value of the *PC* index, time and again, with quite different delay times relative to the sudden substorm onset (SO). It means that jumps of substorm intensity (*ALpeaks*) in the course of the expansion phase occur regardless of the substorm duration and *PCmax* value, although the *ALpeak* values demonstrate, like *ALcorr* values, linkage with the *PC* index. In other words, the substorm intensity is related to the *PC* value, but the substorm progression is not in line with the *PC* index dynamics. This experimental fact implies that the formation of the substorm current wedge (SCW) is controlled first of all by the state (steady or unsteady) of the magnetotail plasma sheet itself, with the solar wind influence being favourable for the increase of instability.

Mechanisms of instability in the magnetotail plasma sheet are not established. It may be suggested that several phenomena and processes giving rise to instability can operate in the magnetotail irrespective of the solar wind impact (manifested by the *PC* index). Only the synthesis of these processes determines the magnetotail plasma sheet state (stability or instability) and its reaction to the solar wind influence. It appears evident that "*PC*-concerted" substorms occur when the magnetotail plasma sheet is in a sufficiently stable state and Birkeland currents can grow gradually, in response to the solar wind influence (i.e. to *PC* growth), the maximums of *PC* and *AL* values are attained simultaneously, without appearance of any remarkable ALpeak (see Fig. 4). Conversely, the appearance of *ALpeak* immediately after the substorm onset (Fig. 6) implies that the magnetotail plasma sheet was near the critical level of instability and the increase in the solar wind impact (i. e. the *PC* index growth) promoted instantaneous destruction of the plasma sheet current system and the formation of an appropriate powerful SCW FAC system. "*PC*-unrelated" substorms (Fig. 10), displaying substorm development in the absence of the required solar wind impact on the magnetosphere, are indicative of the crucial instability of the magnetotail plasma sheet in this case.

It should me noted that this point of view on the magnetotail processes is not consistent with the concept of Dungey [37], where processes in the magnetotail are regarded as a constituent of the total magnetospheric convection system. Indeed, only "*PC*-concerted" substorms (~6 %) can be considered as related to the united system of convection in the entire magnetosphere. All the other substorms demonstrate that DP11 disturbances, related to the SCW FAC system, start irrespective of DP12 disturbances, related to R1/R2 FAC systems operating in the closed magnetosphere. As this takes place, generation of R1/R2 FAC systems is successfully explained in the framework of Tverskoy's concept [38, 39], as a result of a continuous formation of plasma pressure gradients within the magnetosphere under the uninterrupted influence of the solar wind.

Thus, the magnetic substorm intensity and dynamics are determined by two independent FAC structures. The R2 FAC system, acting within the closed magnetosphere, is responsible for DP12 disturbances typical of the preliminary substorm phase, whereas the SCW FAC system, acting in the magnetotail, is responsible for DP11 disturbances typical of the explosive phase. These FAC systems are distinct not only by their disposition, but also by quite a different response to the solar wind influence (represented by the *PC* index). However, the product of their separate action is estimated by a single *AL* index, characterizing the substorm activity as a whole. Note that the same peculiarity is provided by SML and SMU indices (SuperMAG auroral electrojet indices) [40], which are analogues to AL and AU indices, although they are calculated by data of measurements at magnetic stations (N > 100) located at geomagnetic latitudes Θ > 50°. It is necessary to separate magnetic effects related to processes in the inner magnetosphere from those related to processes in the magnetotail. It is suggested two different indices of magnetic activity be used, which should be evaluated based on data of magnetic observations in the morning/evening sectors of the auroral zone (DP12 disturbances) and data of observations in the midnight sector of the auroral zone (DP11 disturbances).

Conclusions

Magnetic substorm DP1 disturbances represent a superposition of DP12 and DP11 disturbances typical of the growth and explosive phases of a substorm. DP12 disturbances, with westward and eastward electojets, located in the morning and evening sectors of the auroral ionosphere, are generated by the R2 FAC system acting in the inner (closed) magnetosphere, whereas DP11 disturbances, with a powerful westward electrojet in the midnight auroral ionosphere, are generated by the SCW FAC system related to the magnetotail plasma sheet. As this takes place, the substorm power is evaluated by a single AL index characterizing the intensity of negative magnetic disturbances observed in the auroral zone irrespective of their disposition and origin.

The formation and development of the R2 FAC system (and DP12 disturbances) is closely related to the growth of the *PC* index, which characterizes the efficiency of the solar wind impact on the magnetoshere. The intensity of the SCW FAC system (and DP11 disturbances as a whole) is also correlated with the *PC* index, but temporal characteristics of the magnetic activity in the course of DP11 disturbances (*ALpeak* number, their dynamics and time delays relative to the substorm onset) are not related to the *PC* alternations. It means that the formation and development of the SCW FAC system, linked with the magnetotail plasma sheet, is controlled by processes in the plasma sheet itself. Therefore, the acting *AL* index is a summary indicator of two separate phenomena operating in different parts of the magnetosphere.

It is necessary to use two different indices of magnetic activity instead of a single *AL* index. The first of them, evaluated by data of magnetic observations in the morning and evening sectors of the auroral zone, should characterize the intensity of DP12 disturbances produced by the R2 FAC system acting in the closed magnetosphere. The second index, evaluated by data of magnetic observations in the midnight auroral zone, should characterize the intensity of DP11 disturbances produced by the SCW FAC system determined by processes in the magnetotail.

Competing interests. The authors declare that no competing interests exist. There are no patents or copyrights which are relevant to the work in the manuscript. The research was conducted in the absence of any commercial or financial relationships.

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что конфликта интересов не существует. При выполнении работы не использовались какие-либо патенты или права собственности. Исследование проводилось при отсутствии коммерческих или финансовых отношений.
Funding. The research was carried out within project 5.2 of Roshydromet Plan of NITR for 2020-2024 (registration number AAAA-A20-120041590008-0).
Финансирование. Исследование выполнено в рамках темы 5.2 Плана НИТР Росгидромета на 2020-2024 гг. (регистрационный номер АААА-А20-120041590008-0).
Acknowledgements. The defnitive *PCN* and *PCS* indices are presented at websites (http://pcindex.org) and (http://isgi.unistra.fr). The solar wind and IMF data were obtained from the GSFC/SPDYNF OMNI/ Web interface at (http://omniweb.gsfc.nasa.gov). The AE and Dst indices were provided by WDC-C2 Kyoto (http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/wdc/cresample.html).
Благодарности. *PCN* и *PCS* индексы, использованные в работе, представлены на сайтах (http://pcindex.org) и (http://isgi.unistra.fr). Данные по солнечному ветру и межпланетному магнитному полю (ММП) были представлены Центром GSFC/SPDYNF OMNI/ Web interface at (http://omniweb.gsfc.nasa.gov). AE индексы магнитной активности обеспечиваются Мировым центром данных WDC-C2 Kyoto (http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/wdc/cresample.html).

REFERENCES

1. Birkeland K. *The Norwegian aurorapolaris expedition, 1902–1903.* V.1. Christiania: Aschehoug and Co.; 1908. 883 p.
2. Chapman S., Bartels J. *Geomagnetism*. Oxford: Oxford University Press; 1940. 1049 p.
3. Akasofu S.-I. *Polar and magnetic substorms*. Dordrecht, Holland: D. Reidel publishing Co.; 1968. 280 p.
4. Akasofu S.-I., Chapman S. *Solar-Terrestrial physics*. Oxford: Clarendon Press; 1972. 901 p.
5. Troshichev O.A., Kusnetsov B.M., Pudovkin M.I. The current systems of the magnetic substorms growth and explosive phases. *Planet Space Sci*. 1974;22:1403–1412.
6. Nishida A. Geomagnetic DP2 fluctuations and associated magnetospheric phenomena. *J. Geophys. Res*. 1968;73:1795–1803.
7. Nishida A. Coherence of geomagnetic DP2 fluctuations with interplanetary magnetic variations. *J. Geophys. Res*. 1968;73:5549.
8. Nishida A., Maezawa K. Two basic modes of interaction between the solar wind and the magnetosphere. *J. Geophys. Res*. 1971;76:2254–2264.
9. Kuznetsov B.M., Troshichev O.A. On the nature of polar cap magnetic activity during undisturbed conditions. *Planet Space Sci*. 1977;25:15–21.
10. Troshichev O.A., Tsyganenko N.A. Correlation relationships between variations of IMF and magnetic disturbances in the polar cap. *Geomagn. Research.* 1978;25:47–59. (In Russ.)
11. Sergeev V.A., Kuznetsov B.M. Quantitative dependence of the polar cap electric field on the IMF BZ component and solar wind velocity. *Planet Space Sci*. 1981;29:205–213.
12. Armstrong J.C., Zmuda A.J. Field-aligned currents at 1100 km in the auroral region measured by satellite. *J Geophys. Res*. 1970;75:7122–7127.
13. Zmuda A.J., Armstrong J.C. The diurnal flow pattern of field-aligned currents. *J. Geophys. Res*. 1974;79:4611–4519.
14. Iijima T., Potemra T.A. The amplitude distribution of field-aligned currents at northern high latitudes observed by Triad. *J. Geophys. Res.* 1976;81:2165–2174.
15. Iijima T., Potemra T.A. Field-aligned currents in the day-side cusp observed by Triad. *J. Geophys. Res.* 1976;81:5971–5979.
16. Iijima T., Potemra T.A. Large-scale characteristics of field-aligned currents associated with substorms. *J. Geophys. Res*. 1978;83:599–615.
17. Potemra T.A. Observations of Birkeland currents with the TRIAD satellite. Astrophys. *Space Sci.* 1978;58:207–226.

18. Gizler V.A., Semenov V.S., Troshichev O.A. The electric fields and currents in the ionosphere generated by field-aligned currents observed by TRIAD. *Planet Space Sci*. 1979;27:223–231.
19. Troshichev O.A., Gizler V.A., Ivanova I.A., Merkurieva A.Yu. Role of field-aligned currents in generation of high latitude magnetic disturbances. *Planet Space Sci*. 1979;27:1451–1459.
20. Troshichev O.A. Polar magnetic disturbances and field-aligned currents. *Space Sci. Rev.* 1982;32:275–360.
21. Weimer D. Maps of ionospheric field-aligned currents as a function of the interplanetary magnetic field derived from Dynamics Explorer 2. *J. Geophys. Res*. 2001;106:12889–12902.
22. Anderson B. J., Korth H., Waters C. L., Green D. L. Stauning P. Statistical Birkeland current distributions from magnetic field observations by the Iridium constellation. *Annales Geophysicae.* 2008;26: 671–687.
23. Green D.L., Waters C.L., Anderson B.J., Korth H. Seasonal and interplanetary magnetic field dependence of the field-aligned currents for both Northern and Southern Hemispheres. *Annales Geophysicae.* 2009;27:1701–1715. https://doi.org/10.5194/angeo-27-1701-2009
24. Laundal K.M., Finlay C.C., Olsen N., Reistad J. P. Solar wind and seasonal influence on ionospheric currents from Swarm and CHAMP measurements. *J. Geophys. Res.: Space Physics.* 2018;123:4402–4429. https://doi.org/10.1029/2018JA025387
25. McPherron R.L., Russel C.T., Aubry M.P. Satellite studies of magnetosphere substorms on August 15, 1968. Phenomenological model for substorms. *J. Geophys. Res*. 1980;78(16):3131–3149.
26. Kamide Y., Baumjohann W. *Magnetosphere-Ionosphere coupling*. Springer-Verlag; 1993. 178 p.
27. Troshichev O.A., Dmitrieva N.P., Kuznetsov B.M. Polar cap magnetic activity as a signature of substorm development. *Planet Space Sci*. 1979;27:217–221.
28. Troshichev O.A., Andrezen V.G. The relationship between interplanetary quantities and magnetic activity in the southern polar cap. *Planet Space Sci*. 1985;33:415–419.
29. Kan J.R., Lee L.C. Energy coupling function and solar wind-magnetosphere dynamo. *Geophys. Res. Lett*. 1979;6(7):577–580.
30. Troshichev O.A., Andrezen V.G., Vennerstrøm S., Friis-Christensen E. Magnetic activity in the polar cap — a new index. *Planet Space Sci*. 1988;36:1095–1102.
31. Vennerstrom S., Friis-Christensen E., Troshichev O.A., Andrezen V.G. Comparison between the polar cap index PC and the auroral electrojet indices AE, AL and AU. *J. Geophys. Res*. 1991;96:101–113.
32. Vassiliadis D., Angelopoulos V., Baker D.N., Klimas A.J. The relation between the northern polar cap and auroral electrojet geomagnetic indices in the wintertime. *Geophys. Res. Lett*. 1996;23:2781–2784. https://doi.org/10.1029/96gl02575
33. Takalo J., Timonen J. On relations of the AE and *PC* indices. *J. Geophys. Res*. 1998;103:29393–29398.
34. IAGA Resolutions. IAGA News. 2013; No.50:7–9. http://www.iaga-aiga.org/resolutions (accessed 10.07.2024).
35. IAGA resolutions. IAGA News. 2021; No 58. www.iaga-aiga.org/resolutions/resolution-no-2-2021-polar-cap-pc-index/ (accessed 10.07.2024).
36. Troshichev O.A., Podorozhkina N.A., Sormakov D.A. Janzhura A.S. *PC* index as a proxy of the solar wind energy that entered into the magnetosphere: (1) Development of magnetic substorms. *J. Geophys. Res. Space Phys*. 2014;119(8):6521–6540. https://doi.org/10.1002/2014JA019940
37. Dungey J.W. Interplanetary magnetic field and the auroral zones. *Phys. Rev. Lett*. 1961;6:47. https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.6.47
38. Tverskoy B.A. Electric fields in the magnetosphere and the origin of trapped radiation. In: Dyer E.R. (ed) *Solar-Terrestrial Physics/1970, vol. III*. Dordrecht, Holland: D. Reidel; 1972. P. 297–317.
39. Antonova E.E., Tverskoy B.A. On the nature of electric fields in the Earth's inner magnetosphere. *Geomagn. Aeronomy Int*. 1998;1:9–21.
40. Newell P.T., Gjerloev J. W. Evaluation of SuperMAG auroral electrojet indices as indicators of substorms and auroral power. *J. Geophys. Res*. 2011;116:A12211. https://doi.org/10.1029/2011JA016779

Различная природа магнитных возмущений, наблюдаемых в ходе фазы роста и экспансии магнитной суббури, и неэффективность *AL* индекса как единого критерия их интенсивности (расширенный реферат)

О.А. Трошичев✉, С.А. Долгачева, Д.А. Сормаков, Н.А. Степанов

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

✉*olegtro@aari.ru*

ОАТ, 0000-0002-7887-9831; САД, 0000-0003-3661-4197; ДАС, 0000-0003-2829-5982; НАС, 0000-0003-0014-5886

Ключевые слова: *PC* индекс, взаимодействие солнечного ветра с магнитосферой, магнитная активность в полярных шапках, магнитные суббури, магнитосферные продольные токи, параметры солнечного ветра, предварительная и взрывная фазы суббури

Для цитирования: Трошичев О.А., Долгачева С.А., Сормаков Д.А., Степанов Н.А. Различная природа магнитных возмущений, наблюдаемых в ходе фазы роста и экспансии магнитной суббури, и неэффективность *AL* индекса как единого критерия их интенсивности. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2024;70(3):373–390. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-373-390

Получена 12.07.2024 **После переработки 25.08.2024** **Принята 28.08.2024**

Согласно данным спутниковых измерений, в магнитосфере действует несколько систем текущих вдоль силовых линий геомагнитного поля (продольных) электрических токов (FAC). Основной является R1 FAC система, постоянно действующая на приполюсной границе аврорального овала, т. е. в замкнутой магнитосфере. Мощность токов в R1 системе определяется «функцией взаимодействия» (полем) E_{KL}, которое представляет оптимальную комбинацию всех геоэффективных параметров солнечного ветра, действующих на магнитосферу. R1 FAC система генерирует в полярных шапках DP2 магнитные возмущения, которые являются основой для расчета *PC* индекса магнитной активности. Критические изменения поля E_{KL} приводят к развитию магнитосферных возмущений (магнитных бурь и суббурь), которые хорошо коррелируют с вариациями *PC* индекса. Поэтому *PC* индекс рассматривается в настоящее время как показатель поступающей в магнитосферу энергии солнечного ветра (IAGA Resolutions, 2013, 2021). Развитие начальной фазы суббури (фазы роста) обусловлено действием системы R2 FAC, которая формируется на экваториальной границе авроральной зоны в условиях повышенных вторжений авроральных частиц, с продольными токами, втекающими в полярную ионосферу в утреннем секторе и вытекающими из ионосферы в вечернем секторе. Как результат, на начальной фазе суббури в полярной ионосфере формируется DP12 система ионосферных токов, основными элементами которой являются западный и восточный электроджеты в утреннем и вечернем секторах авроральной зоны. Развитие взрывной фазы суббури (фазы экспансии) связано с формированием «токового клина суббури» (substorm current wedge, SCW) — специфической системы продольных токов, которая обеспечивает замыкание токов, текущих в плазменном слое хвоста магнитосферы через авроральную ионосферу. SCW FAC система, включающая продольные токи, втекающие в авроральную ионосферу в послеполуночные часы, и токи, вытекающие из ионосферы в предполуночные часы, генерирует систему ионосферных токов DP11, с мощным западным электроджетом в ночном секторе авроральной зоны.

В работе представлены результаты анализа, который показывает принципиально различный характер протекания DP12 и DP11 возмущений, фиксируемых, соответственно, в ходе

предварительной и взрывной фаз суббури. DP12 возмущения, генерируемые R1/R2 системой, действующей во внутренней магнитосфере, развиваются в строгом соответствии с ходом *PC* индекса, т. е. с силой воздействия солнечного ветра на магнитосферу (поле E_{KL}). Наоборот, DP11 возмущения, генерируемые SCW FAC системой, связанной с плазменным слоем хвоста магнитосферы, демонстрируют иррегулярный характер соотношений между величинами *PC* и *AL* в ходе взрывной фазы: внезапные усиления интенсивности суббури (*ALpeaks*) могут происходить неоднократно, при любой величине *PC* индекса и при совершенно различном времени задержки (ΔT) максимума суббури относительно внезапного начала взрывной фазы суббури. В результате анализа соотношений между *PC* и *AL* индексами в ходе взрывной фазы было выделено 7 категорий развития суббурь: суббури “*PC*-concerted”, интенсивность которых растет и уменьшается в полном согласии с вариациями *PC* индекса; суббури “*PC*-followed”, демонстрирующие нерегулярные всплески интенсивности (*ALpeaks*) в период роста и максимума *PC* индекса; суббури “SO-peaked”, достигающие максимальной интенсивности сразу после внезапного начала взрывной фазы; суббури “*PC*-reversed”, связанные с резким кратковременным падением и последующим ростом величины *PC* индекса; суббури “*PC*-fluctuated”, связанные с флуктуациями величины *PC* индекса с периодом T > 20 мин (волны) и T < ~15 мин (осцилляции); суббури “*PC*-increase/fluctuated”, связанные с флуктуациями величины *PC* индекса, происходящими на фоне постепенного роста величины *PC*, и, наконец, суббури “*PC*-unrelated”, происходящие вне очевидной связи с изменениями *PC* индекса. Эти особенности в развитии взрывной фазы свидетельствуют о том, что процессы в плазменном слое хвоста магнитосферы, определяющие формирование «токового клина», контролируются состоянием (стабильным или неустойчивым) самого плазменного слоя. То есть воздействие солнечного ветра (оцениваемое *PC* индексом) не определяет развитие процессов в плазменном слое, в отличие от процессов во внутренней магнитосфере. При этом следует отметить, что интенсивность DP12 и DP11 возмущений, наблюдаемых в ходе предварительной и взрывной фазы, оценивается одним и тем же *AL* индексом, несмотря на то что эти возмущения генерируются разными R1/R2 и SCW FAC системами и связаны с процессами, происходящими в различных частях магнитосферы. Необходимо ввести в практику два разных индекса магнитной активности, характеризующих интенсивность DP12 and DP11 возмущения, что позволит разделить и диагностировать эффекты воздействия солнечного ветра на процессы во внутренней магнитосфере и в плазменном слое хвоста магнитосферы.

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ
GLACIOLOGY AND CRYOLOGY OF THE EARTH

Оригинальная статья / Original paper
https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-391-411
УДК 551.435.5+528.88

Распространение и динамика термоцирков на ключевом участке Центрального Ямала по материалам дистанционного зондирования

И.И. Тарасевич[1,2]✉, М.О. Лейбман[1], А.И. Кизяков[2], Н.Б. Нестерова[3,4], А.В. Хомутов[1]

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

[2] *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

[3] *Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, отделение в Потсдаме, Германия*

[4] *Университет Потсдама, Германия*

✉*ilya.tarasevich@student.msu.ru*

ИИТ, 0000-0002-7581-731X; МОЛ, 0000-0003-4634-6413; АИК, 0000-0003-4912-1850; НБН, 0000-0001-7055-9852; АВХ, 0000-0001-8855-3483

Аннотация. В последние десятилетия активно исследуется процесс термоденудации, приводящий к формированию специфических форм рельефа — термоцирков. В разных регионах криолитозоны и на разных временных отрезках наблюдается как активизация, так и затухание термоцирков, при этом, как правило, рассматриваются климатические причины наблюдаемого. В настоящей статье предлагается анализ динамики термоцирков и особенностей рельефа на ключевом участке Центрального Ямала. Для этого на основе разновременных материалов дистанционного зондирования Земли рассмотрена пространственная приуроченность термоцирков к разным геоморфологическим уровням. Прослежена их динамика за 14 лет, с 2009 по 2023 г. Установлено, что суммарная площадь термоцирков на участке увеличилась на 296 %. Они развиты исключительно на склонах крутизной 5–12°. 90 % исследованных форм приурочено к склонам III аллювиально-морской равнины, а их суммарная площадь больше на склонах западной экспозиции, которые преобладают на этом уровне в пределах участка. Наибольшие средние значения площади и протяженности термоцирков, определенной как кратчайшее расстояние между бровкой и подошвой, отмечаются на склонах южной экспозиции.

Ключевые слова: криогенные процессы, многолетнемерзлые породы, термоденудация, термоцирк, полуостров Ямал

Для цитирования: Тарасевич И.И., Лейбман М.О., Кизяков А.И., Нестерова Н.Б., Хомутов А.В. Распространение и динамика термоцирков на ключевом участке Центрального Ямала по материалам дистанционного зондирования. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2024;70(3):391–411. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-391-411

Поступила 22.07.2024 **После переработки 13.09.2024** **Принята 17.09.2024**

Spatial distribution and dynamics of thermocirques in a key area of Central Yamal based on remote sensing data

Ilia I. Tarasevich[1,2]✉, Marina O. Leibman[1], Alexander I. Kizyakov[2], Nina B. Nesterova[3,4], Artem V. Khomutov[1]

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

[2] *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

[3] *Alfred Wegener Institute Helmholtz Center for Polar and Marine Research, Potsdam, Germany*

[4] *University of Potsdam, Germany*

✉*ilya.tarasevich@student.msu.ru*

IIT, 0000-0002-7581-731X; MOL, 0000-0003-4634-6413; AIK, 0000-0003-4912-1850; NBN, 0000-0001-7055-9852; AVK, 0000-0001-8855-3483

Abstract. In recent decades, the distribution and activation of thermodenudation, which leads to the formation of specific landforms — thermocirques (also referred to as retrogressive thaw slumps, RTS), have been intensively studied. In different regions of the cryolithozone and at different time intervals, both activation and stabilization of thermocirques are observed. As a rule, studies focus on the climatic controls of the phenomena observed, the environmental controls are discussed less often. This study presents an analysis of the dynamics of thermocirques in relation to the relief features in a specific key area of Central Yamal. To achieve this aim, the spatial distribution of thermocirques at different geomorphological levels is considered based on multi-temporal remote sensing data. Satellite images obtained in 2009, 2018, and 2023, as well as a global digital elevation model (ArcticDEM), were used. We outlined five geomorphic levels and determined their parameters: area, altitude, steepness, and the aspect of the slopes. Thermocirques were identified in the images and their parameters were measured. The dynamics of the thermocirques were analyzed by their number, area, length, width, slope aspect and angle for the periods 2009–2018 and 2018–2023, and for 14 years in total, separately for each geomorphic level. It was found that thermocirques predominate on the slopes of the III alluvial-marine plain, 5–12° steep. In 14 years, the total area of thermocirques increased by 296 %, and their number — by 61 %. A larger increase in the total area and number of thermocirques occurred during the period 2009–2018 in response to climate extremes in 2012 and 2016. Thermocirques that face west cover a higher total area, partly due to the predominance of such slopes over the area of the key site. In all the years of observation, the average areas and lengths of thermocirques are maximum on south-facing slopes. Some of the results are close to those obtained in other regions of Russia and in North America. In many of the areas studied, the increase in the total area of thermocirques exceeded the increase in their number, which means that the expansion of the existing forms prevails over the inception of the new ones. The discrepancies observed in different studies in the results of assessing the effect of relief on thermocirques are due to both the regional features and differences in satellite imagery and methods of its processing.

Keywords: periglacial processes, permafrost, thermocirque, thermodenudation, Yamal Peninsula

For citation: Tarasevich I.I., Leibman M.O., Kizyakov A.I., Nesterova N.B., Khomutov A.V. Spatial distribution and dynamics of thermocirques in a key area of Central Yamal based on remote sensing data. *Arctic and Antarctic Research*. 2024;70(3):391–411. (In Russ.). https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-391-411

Received 22.07.2024 **Revised 13.09.2024** **Accepted 17.09.2024**

Введение

Термоцирки (ТЦ) — характерные формы рельефа областей распространения залежеобразующих подземных льдов [1]. Первоначально образующиеся как единичные оползни течения, ТЦ впоследствии развиваются в крупные отрицательные

формы с четко выраженными стенками, в которых вскрывается подземный лед [2]. ТЦ возникают в местах неглубокого залегания крупных тел подземных льдов или сильнольдистых пород. В своем развитии ТЦ проявляют цикличность с постепенной сменой стадий активизации/стабилизации [2].

Многочисленные исследования демонстрируют возрастающую активность ТЦ в различных регионах криолитозоны [3–5], являющуюся следствием реакции многолетнемерзлых пород на повышение температуры пород и увеличение глубины сезонного протаивания [6]. С точки зрения фундаментальной науки ТЦ интересны как крайне динамичная форма рельефа, являющаяся индикатором крупных залежей подземного льда. К наиболее актуальным направлениям в изучении ТЦ стоит причислить полевые исследования [2, 7] и применение цифровых технологий для изучения распространения, динамики и масштабов проявления термоденудации. К последним, в первую очередь, относятся ручное дешифрирование космических снимков субметрового пространственного разрешения [8, 9] и построение изображений методом structure-from-motion на основе материалов съемки с беспилотных летательных аппаратов [10]. Стоит отметить значительную роль высокодетальных цифровых моделей рельефа при анализе поверхности [11–13] и применение данных лидарной [5] и радарной [12, 14] съемки.

В последние годы увеличивается число исследований, посвященных картографированию ТЦ с помощью технологий искусственного интеллекта. При этом отмечается большое количество неточно и ошибочно выделенных объектов при использовании разработанных моделей [11, 13, 15], а точность таких методик до сих пор не была оценена из-за недостатка полевых данных. Мы придерживаемся позиции, что применение данных дистанционного зондирования открывает большие перспективы для изучения ТЦ, однако полевые исследования по-прежнему являются необходимой основой для корректной интерпретации проявлений криогенных процессов на материалах космической или аэросъемки.

Помимо вопросов фундаментальной науки, изучение ТЦ представляется необходимостью в сфере решения прикладных задач по освоению Арктики — как явления, способного представлять значительную опасность инженерным сооружениям.

При оценке динамики ТЦ современные исследования уделяют значительное внимание климатическим параметрам, однако гораздо реже оценивают местный рельеф. При этом если влияние рельефа на ход термоденудации и рассматривается, то достаточно ограниченно, т. к. разные методики дают несопоставимые результаты.

Настоящее исследование посвящено изучению ТЦ на ключевом участке в южной части стационара «Васькины Дачи». Цель исследования — установить влияние мезорельефа на распространение и морфометрические характеристики ТЦ, проследить динамику ТЦ за период 2009–2023 гг. и разработать методику для получения сопоставимых данных в разных регионах.

Район работ

Ключевой участок площадью 13,6 км^2 расположен на Центральном Ямале в южной части научно-исследовательского стационара «Васькины Дачи». Северо-западная оконечность участка расположена на 70°14'33" с. ш., 68°57'11" в. д., северо-восточная — на 70°12'54" с. ш., 69°4'15" в. д. С севера на юг район работ пересекает ж/д линия «Обская–Бованенково».

Выделение ключевого участка обусловлено наличием разновременных космических снимков в требуемом разрешении (табл. 1). К основным особенностям участка стоит отнести высокую интенсивность термоденудации и большое число

крупных ТЦ, неоднократно обследованных в ходе ежегодных полевых исследований [4]. На участке также встречаются все характерные для Центрального Ямала геоморфологические уровни [16].

Для Центрального Ямала характерна выраженная ступенчатость рельефа с пятью основными геоморфологическими уровнями — V (Салехардская), IV (Казанцевская) и III аллювиально-морская равнины, II и I надпойменные террасы [17]. Научно-исследовательский стационар «Васькины Дачи» приурочен к междуречью рек Се-яха и Морды-яха. Чехол четвертичных отложений на ключевом участке представлен морскими, склоновыми, озерными и аллювиальными отложениями. Характерен холмисто-увалистый рельеф, расчлененный овражно-эрозионной сетью и днищами озер и хасыреев [16].

Для разреза характерны мощные пластовые залежи льда. Кровля пластовых тел располагается на глубине от первых метров до 25–30 м [18]. Меньшую роль в разрезе играют полигонально-жильные льды.

Межгодовые значения средней глубины сезонного протаивания на площадках колеблются от 70–90 до 110–150 см, но могут превышать 2 м, достигая глубины залегания пластовых льдов [6].

Методика

Для оценки морфометрических характеристик рельефа и динамики развития ТЦ на ключевом участке использовалась серия космических снимков 2009, 2018 и 2023 гг. и глобальная цифровая модель рельефа 2013 г. (см. табл. 1).

Таблица 1

Исходные материалы дистанционного зондирования Земли

Table 1

Initial remote sensing data

Исходные материалы дистанционного зондирования Земли	Спутник	Дата съемки	Пространственное разрешение
Синтезированный космический снимок с комбинацией каналов Red-Green-Blue	GeoEye-1 WorldView-2	15.08.2009 10.07.2018	0,41 м 0,46 м
Мозаика спутниковых снимков Esri World Imagery Basemap [19]	WorldView-2	13.08.2023	0,5 м [19]
Цифровая модель рельефа (ЦМР) ArticDEM Strip [20]	Построена по стереопаре WorldView-2	10.06.2013	2 м

Обработка и интерпретация материалов дистанционного зондирования, а также морфометрический анализ рельефа выполнены в программе Esri ArcMap 10.8.2.

Первичная обработка материалов дистанционного зондирования

Для снимков 2009 и 2018 гг. проведена ортокоррекция, представляющая собой преобразование исходного изображения в соответствии с учетом неровностей земной поверхности. В качестве ЦМР из покрытия ArcticDEM выбран наиболее ранний по дате съемки strip-файл от 10.06.2013 [20], имеющий минимальный из представленных в онлайн-каталоге угол съемки и полученный при наиболее благоприятных погодных условиях. Ортокоррекция снимка 2023 г. не проводилась, поскольку подложка спутниковых снимков Esri World Imagery Basemap распространяется в виде обработанной онлайн-мозаики. При этом компания Esri не предоставляет информацию о ЦМР, используемых ими при трансформировании снимков. Дальнейшие погреш-

ности между синтезированными снимками и онлайн-мозаикой минимизированы посредством автоматизированного блочного уравнивания.

Для сопоставления характеристик рельефа, описанных в ранних публикациях на основе топографических карт, значения ЦМР приведены к Балтийской системе высот. Ввиду использования различных высотных отметок (нормальные и ортометрические) погрешности между двумя наборами данных на отдельных участках севера Западной Сибири могут достигать 15 м [21]. Для получения коэффициента пересчета вручную сопоставлены высотные отметки вершин и низин, зафиксированные на топографической карте 1:25000 и на ЦМР ArcticDEM.

Характеристика рельефа участка

Границы геоморфологических уровней (по [17]) проведены на основе сопоставления отметок вершинных поверхностей, уклонов и характера растительности. На основании длительных полевых исследований, включавших описание разрезов в скважинах и обнажениях [16], мы приняли, что в пределах ключевого участка поверхности относятся к II надпойменной террасе, если выраженные плоские субгоризонтальные поверхности приурочены к абсолютным высотам до 25 м, к III аллювиально-морской равнине — до 36 м, к IV прибрежно-морской (Казанцевской) равнине — до 45 м, к V морской (Салехардской) равнине — выше 45 м. Для определения площади ключевого участка, занятой озерами, оцифрована их береговая линия по состоянию на 2018 г., для которого было идентифицировано наибольшее число ТЦ.

На основе ЦМР определены площади и пространственная приуроченность склонов различных экспозиций по 8 румбам. Предварительно из ЦМР исключены пиксели, соответствующие низменностям (плоские днища с углами наклона менее 1°) и ж/д насыпи, значительно преобразовавшей рельеф. В автоматизированном режиме, на основе максимальных различий в распределении диапазонов (метод естественных границ Дженкса), выделено 9 классов угла макросклона с граничными значениями 1, 3, 5, 7, 9, 12, 23 и 48°. Подсчитаны площади склонов различной крутизны.

Оконтуривание ТЦ

ТЦ идентифицированы интерактивным дешифрированием снимков (см. табл. 1) по визуальным признакам на 3 временных среза: 2009 г. — до начала строительства ж/д и заметной активизации термоденудации; 2018 г. — после экстремально теплых летних сезонов 2012 и 2016 гг. [6]; и 2023 г. — наиболее поздний из доступных материалов дистанционного зондирования, после экстремально теплого лета 2020 г. [22].

При первичном дешифрировании ТЦ распознавались по характеру поверхности, резко контрастирующему между днищем ТЦ и окружающей тундрой. Контуры ТЦ в зоне денудации выделялись по линии бровки, как правило, подчеркнутой тенью или видимым обнажением. Нижняя часть ТЦ (зона аккумуляции) оконтуривалась по границам конуса выноса и/или по линии уреза водной поверхности.

Определение морфометрических параметров ТЦ

Поскольку не было возможности определить углы склонов до появления на них ТЦ (отсутствовали ЦМР достаточного разрешения на период ранее 2009 г.), было решено определять уклон поверхности внутри контура уже образовавшегося ТЦ на основе более поздних ЦМР. Уклон поверхности в пределах контура ТЦ определялся как среднее значение крутизны пикселов ЦМР. Это значение приравнивалось к крутизне склона, предшествовавшего возникновению ТЦ. Несмотря на вероятные ошибки при определении абсолютного значения крутизны, применение стандартной

независимой процедуры позволяет оперировать различиями этого параметра при сопоставлении разных объектов.

Исходя из тех же соображений поиска независимой от оператора процедуры, экспозиция ТЦ определена как наиболее часто встречающийся класс экспозиции каждого пиксела в пределах контура ТЦ.

Авторами были опробованы несколько способов вычисления длины и ширины ТЦ. Наиболее универсальным способом измерения длины авторам представляется вычисление протяженности тальвега, однако для этого необходимо наличие ЦМР на

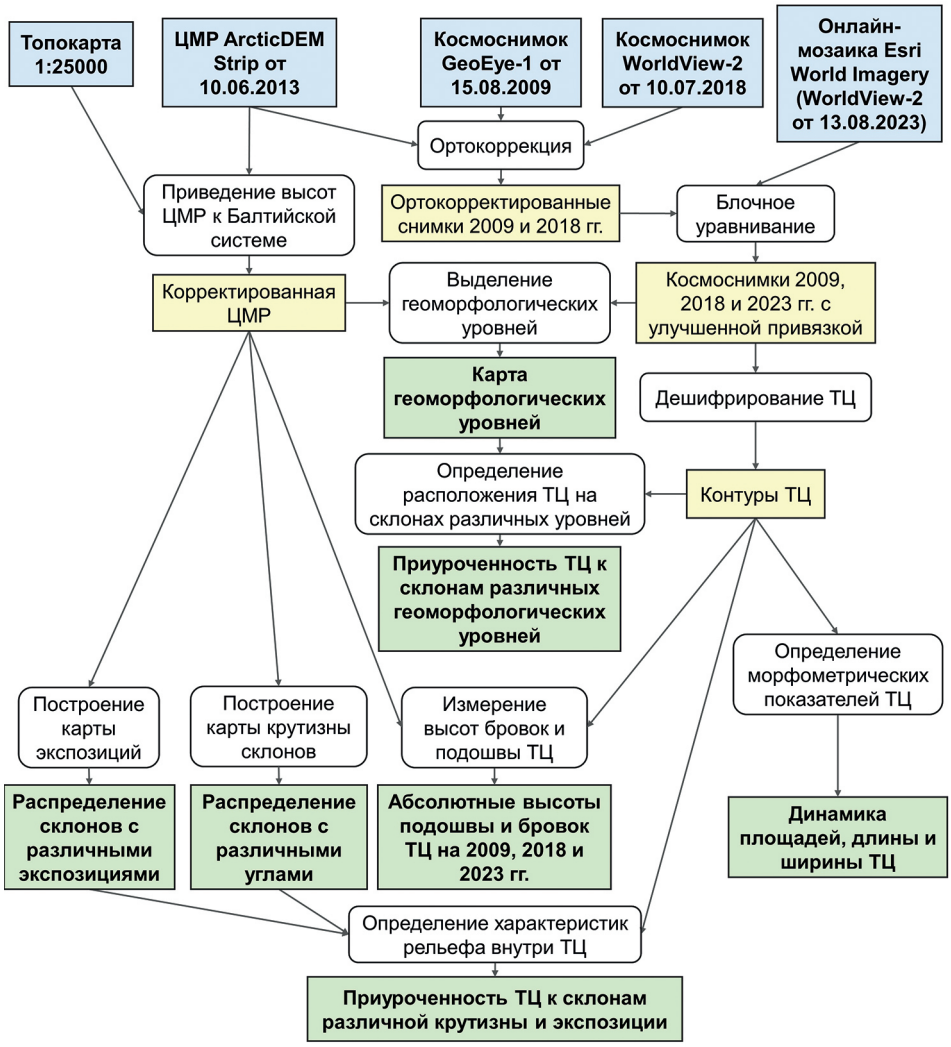

Рис. 1. Алгоритм выполнения исследования: исходные материалы — синяя заливка, этапы работы (бесцветные), промежуточные результаты — желтая заливка и полученные окончательные результаты — зеленая заливка
Fig. 1. The algorithm of the study: initial materials (filled with blue), work stages (colorless), intermediate results (filled with yellow), and final results (filled with green)

все три года наблюдений. Для крупных ТЦ подковообразной формы также применим способ, при котором за длину принимается протяженность перпендикуляра, проведенного к линии, соединяющей места контакта краев ТЦ с урезом воды. Учитывая многообразие форм, выделенных на участке, авторами был принят компромиссный вариант — расчет длины и ширины ТЦ выполнен посредством сглаживания изрезанных контуров. После этого измерены самый длинный и самый короткий отрезки, соединяющие противолежащие точки. В ручном режиме, с использованием ЦМР, эти отрезки были назначены длиной, если они направлены вниз по склону, и шириной — если они направлены параллельно склону.

Необходимо отметить, что выбранный способ плохо подходит для ТЦ с каплевидной (вытянутой) формой, но таких ТЦ на участке только 2.

Площади ТЦ на каждом из трех снимков посчитаны в проекции на плоскость в UTM WGS 84.

Методика работы (исходные данные, этапы работы и полученные результаты) представлена в виде блок-схемы на рис. 1.

Результаты

Параметры рельефа ключевого участка

На участках пересечения листов топографической карты 1:25000 и strip-файла ЦМР ArticDEM от 10.06.2013 вручную сопоставлены 122 точки, соответствующие отметкам высот на террасовидных поверхностях, плоских междуречьях, урезах воды на озерах и водотоках. Оба набора данных демонстрируют сильную линейную корреляцию (R^2 = 0,99) со средним значением разницы высот между Балтийской системой и WGS 84 в 6,3 м. Высоты исходной ЦМР ArcticDEM преобразованы в соответствии с уравнением: $y = 1{,}0363x + 5{,}7418$.

По итогам интерпретации материалов дистанционного зондирования на ключевом участке выделено 5 геоморфологических уровней (рис. 2*а*), занимающих разные площади (рис. 2*б*). Наибольшие площади приходятся на поверхность III аллювиально-морской равнины, вершина и склоны которой занимают 34,9 % территории исследуемого участка. Диапазон высот от подошвы склонов до вершин — от 7 до 35 м. Значительные площади заняты IV прибрежно-морской (Казанцевской) равниной с диапазоном высот от 10 до 45 м. Суммарно на этот уровень приходится 24,3 % площади. Склоны V морской (Салехардской) равнины распространены локально в юго-восточной части и занимают 3,2 % ключевого участка с перепадом высот от 32 до 52 м. В долине р. Нгэрм-Лымбадъяха небольшими участками (3,1 %) представлена поверхность II надпойменной террасы с высотами от 10 до 25 м. 22,8 % участка занимают плоские днища с самыми низкими на участке отметками поверхности от 5 м. На озера приходится 11,7 % площади участка.

Суммарная площадь анализируемых поверхностей составляет 9,16 км^2 (67,3 % от всей площади ключевого участка за вычетом площади днищ долин, озерных котловин, хасыреев, а также ж/д насыпи). Более половины от общей площади анализируемых поверхностей (67,2 %) приходится на участки со средней крутизной от 1 до 5°, среди которых преобладают склоны крутизной 1–3° (рис. 2*в*). Значительные площади приходятся на склоны крутизной 5–7° (15 %). Склоны круче 7° представлены крайне ограниченно (10 %) и в основном приурочены к уступам древних термоденудационных форм, оползневых цирков и к бортам оврагов.

На ключевом участке превалируют склоны северо-западной экспозиции (см. рис. 2*в*). Доля склонов восточной и юго-восточной экспозиций заметно ниже.

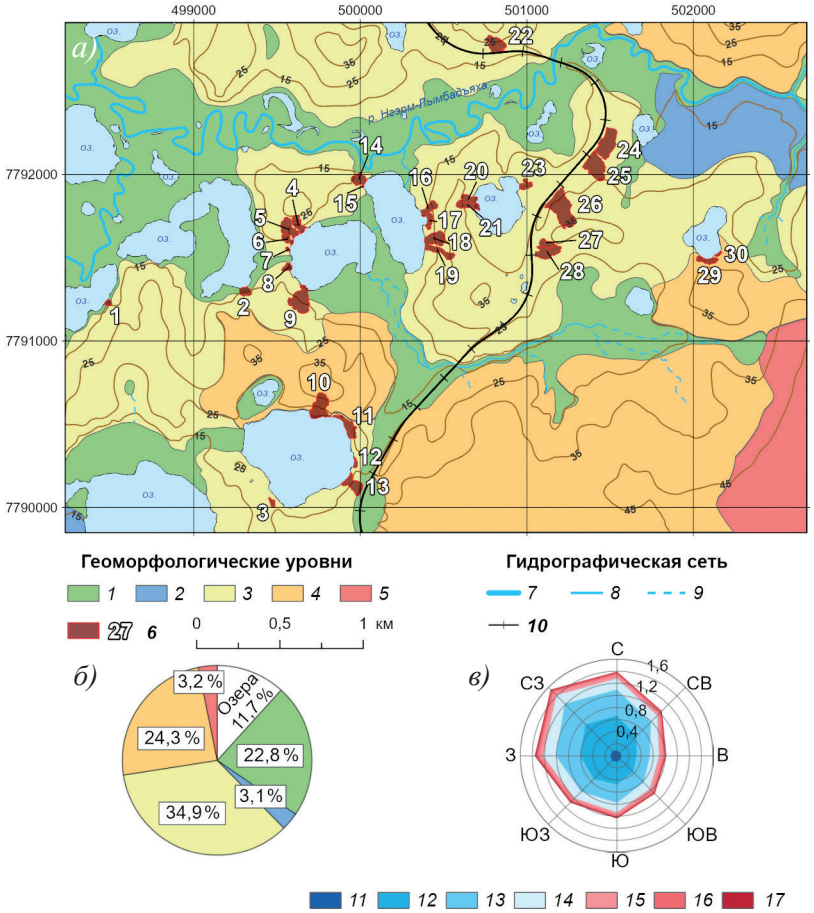

Рис. 2. Карта распространения геоморфологических уровней, границы ТЦ отмечены в соответствии со снимком WorldView-2 от 10.07.2018 (*а*); круговая диаграмма процентного соотношения площадей разных геоморфологических уровней (*б*); распределение площадей склонов (км^2) различной крутизны (°) по 8 румбам экспозиции на ключевом участке (лепестковая диаграмма с накоплением) (*в*).

1 — днища (хасыреи, долины водотоков); *2* — II надпойменная терраса; *3* — III аллювиально-морская равнина, *4* — IV прибрежно-морская (Казанцевская) равнина; *5* — V морская (Салехардская) равнина; *6* — ТЦ по пластовым льдам и их номера; *7* — малые реки, *8* — мелкие водотоки, *9* — временные водотоки; *10* — ж/д линия «Обская — Бованенково»; склоны крутизной: *11* — 0–1°, *12* — 1–3°, *13* — 3–5°, *14* — 5–7°, *15* — 7–9°, *16* — 9–12°, *17* — 12° и более

Fig. 2. Distribution map of geomorphological levels, with thermocirque boundaries mapped according to the WorldView-2 satellite imagery from 10.07.2018 (*a*); pie chart showing the percentage distribution of areas with different geomorphological levels (*б*); distribution of slope areas (km^2) of different steepness (°) across 8 directions in the key area (stacked radar chart) (*в*).

1 — low-lying lands (dried lakes, valleys of watercourses); *2* — II fluvial terrace; *3* — III alluvial-marine plain, *4* — IV coastal-marine (Kazantsevskaya) plain, *5* — V marine (Salekhardskaya) plain; *6* — massive ice thermocirques and their numbers; *7* — small rivers; *8* — small watercourses; *9* — temporary watercourses; *10* — «Obskaya — Bovanenkovo» railway line; slopes with a steepness of: *11* — 0–1°, *12* — 1–3°, *13* — 3–5°, *14* — 5–7°, *15* — 7–9°, *16* — 9–12°, *17* — 12° and above

Таблица 2

Сводная таблица параметров ТЦ на ключевом участке на разные временные срезы

Table 2

Summary table of thermocirque parameters at the key site for different time slices

№	Морфометрия												Высота				Средняя крутизна, °			Экспозиция		
	Площадь, м²			Ширина, м			Длина, м			Ширина/длина			Подошвы	Бровки								
	2009	2018	2023	2009	2018	2023	2009	2018	2023	2009	2018	2023	Все годы	2009	2018	2023	2009	2018	2023	2009	2018	2023
1	1141	1190	1190	38	38	38	45	47	47	0,9	0,8	0,8	8,6	15,6	15,6	15,6	10	10	10	СЗ	СЗ	СЗ
2	3047	3179	6635	77	80	99	55	55	116	1,4	1,4	0,9	7,8	17,8	17,8	19,8	10	10	7	С	С	СЗ
3		1382	1382		34	34		69	69		0,5	0,5	19,0		23,8	23,8		6	6		СВ	СВ
4	4760	4760	4760	62	62	62	115	115	115	0,5	0,5	0,5	7,2	25,5	25,5	25,5	11	11	11	Ю	Ю	Ю
5	7653	7653	7653	89	89	89	139	139	139	0,6	0,6	0,6	7,4	23,1	23,1	23,1	6	6	6	ЮВ	ЮВ	ЮВ
6	446	2588	2588	19	48	48	33	84	84	0,6	0,6	0,6	8,2	12,9	16,3	16,3	9	6	6	ЮВ	ЮВ	ЮВ
7		583	583		26	26		36	36		0,7	0,7	7,9		11,2	11,2		5	5		ЮВ	ЮВ
8	1090	2046	2046	47	46	46	35	68	68	1,3	0,7	0,7	6,5	11,1	13,5	13,5	7	6	6	В	В	В
9		14041	14454		131	133		171	175		0,8	0,8	6,1		22,3	22,4		7	7		СВ	СВ
10		12223	13342		120	123		167	182		0,7	0,7	17,7		38,1	38,3		8	8		Ю	Ю
11	5824	6903	7396	182	194	200	75	76	83	2,4	2,6	2,4	18,6	27,2	27,5	27,5	10	10	10	ЮЗ	З	З
12	859	945	945	65	65	65	24	25	25	2,7	2,6	2,6	20,0	23,3	23,3	23,3	10	9	9	З	З	З
13*	1348	7594	7594	35	97	97	64	146	146	0,5	0,7	0,7	18,1	27,8	30,2	30,2	10	6	6	З	СЗ	СЗ
14	4717	4716	4716	71	71	71	96	96	96	0,7	0,7	0,7	7,1	16,2	16,2	16,2	6	6	6	В	В	В
15	166	190	190	20	22	22	13	14	14	1,5	1,6	1,6	7,9	9,5	9,5	9,5	8	8	8	В	В	В
16	4127	4482		57	59		109	119		0,5	0,5		6,6	20,8	20,8		7	7		З	З	
17	1792	2832	26667	65	103	224	41	47	182	1,6	2,2	1,2	7,3	10,7	14,4	26,9	6	8	7	З	З	З
18	2817	8188	12274	38	92	101	117	135	188	0,3	0,7	0,5	6,7	27,3	29,0	31,6	10	10	10	З	З	З
19	3476	5795	5795	37	53	53	125	189	189	0,3	0,3	0,3	6,7	19,7	31,4	31,4	7	7	7	З	З	З
20	3901	4052	4052	58	49	49	102	117	117	0,6	0,4	0,4	14,6	25,3	28,0	28,0	7	7	7	В	В	В
21		4540	6918		43	74		148	170		0,3	0,4	14,7		29,1	29,9		6	6		В	В
22*		8005	8005		93	93		134	134		0,7	0,7	19,8		31,8	31,8		7	7		Ю	Ю
23	2624	3122	3122	61	65	65	77	82	82	0,8	0,8	0,8	15,2	21,7	22,5	22,5	6	6	6	ЮЗ	ЮЗ	ЮЗ
24*		14282	14282		196	196		99	99		2,0	2,0	18,7		26,2	26,2		5	5		З	З
25*		14437	14437		122	122		188	188		0,6	0,6	17,9		26,0	26,0		5	5		СЗ	СЗ
26*		21773	21773		151	151		249	249		0,6	0,6	22,9		37,5	37,5		4	4		СЗ	СЗ
27*		3656	3656		52	52		106	106		0,5	0,5	28,6		35,2	35,2		4	4		ЮЗ	ЮЗ
28*		8348	8348		82	82		166	166		0,5	0,5	27,8		35,0	35,0		4	4		СЗ	СЗ
29	3111	3721	4026	119	134	140	46	46	46	2,6	2,9	3,0	27,2	33,2	33,3	33,4	8	8	8	С	С	С
30		620	736		48	48		20	26		2,4	1,9	26,7		29,5	30,3		7	7		СЗ	СЗ

Примечание. * — техногенные ТЦ

Note. * — technogenic thermocirques

Составлена сводная таблица динамики значений площади, длины, ширины, крутизны и преобладающей экспозиции каждого ТЦ (табл. 2).

Изменение экспозиции во времени связано с тем, что расширяющийся ТЦ захватывает склон другой экспозиции. Изменение крутизны — с тем, что соответствующий ТЦ развивается в направлении плоской вершины. Число активных ТЦ значительно отличается в разные периоды, с чем связано наличие пустых ячеек в табл. 2. Максимальное количество ТЦ (30) выделено на снимке 2018 г., минимальное — на снимке 2009 г. (17). К августу 2023 г. число ТЦ снизилось до 29, так как один ТЦ (№ 16) слился с увеличившимся соседним (№ 17).

По данным табл. 2 рассчитано распределение различных показателей ТЦ по экспозициям и крутизне за разные годы (рис. 3–5). Эти показатели получены как для всех ТЦ, так и для ТЦ, отмеченных на снимке 2009 г. и остававшихся активными в последующие годы. Под суммарной площадью ТЦ мы подразумеваем общую площадь ТЦ определенной категории на ключевом участке, под средней площадью ТЦ — среднее значение диапазона площадей ТЦ определенной категории. Индивидуальная площадь ТЦ — это площадь отдельного ТЦ.

При оценке приуроченности ТЦ к склонам различной крутизны и экспозиции исследуемые объекты были разделены на естественные и техногенные по происхождению. На снимке 2009 г. обнаружен единственный техногенный ТЦ, возникший вследствие регулярного проезда автотранспорта. Еще 6 техногенных ТЦ идентифицированы на снимке 2018 г. Их зарождение можно непосредственно связать со строительством и обслуживанием ж/д линии, поскольку либо подошва, либо бровка

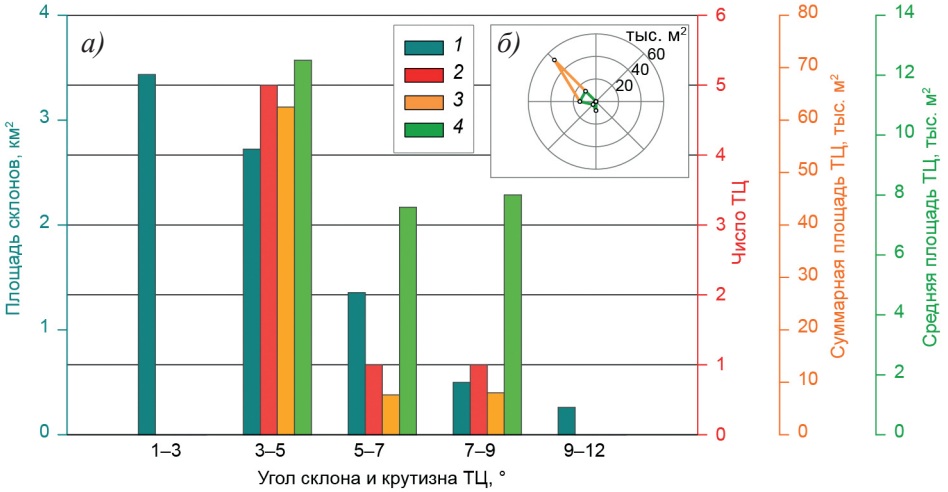

Рис. 3. Распределение показателей техногенных ТЦ по склонам с различными углами (*а*) и экспозициями (*б*).

1 — площадь склонов на ключевом участке; *2* — число ТЦ; *3* — суммарная площадь ТЦ; *4* — средняя площадь ТЦ

Fig. 3. Distribution of parameters of technogenic thermocirque on slopes vs slope angle (*a*) and vs slope aspect (*б*).

1 — area of slopes within the key site; *2* — number of thermocirques; *3* — total area of thermocirques; *4* — average area of a thermocirque

каждого из них приурочена к контуру насыпи. На снимке 2023 г. новых техногенных ТЦ не обнаружено, а старые не проявляли динамику.

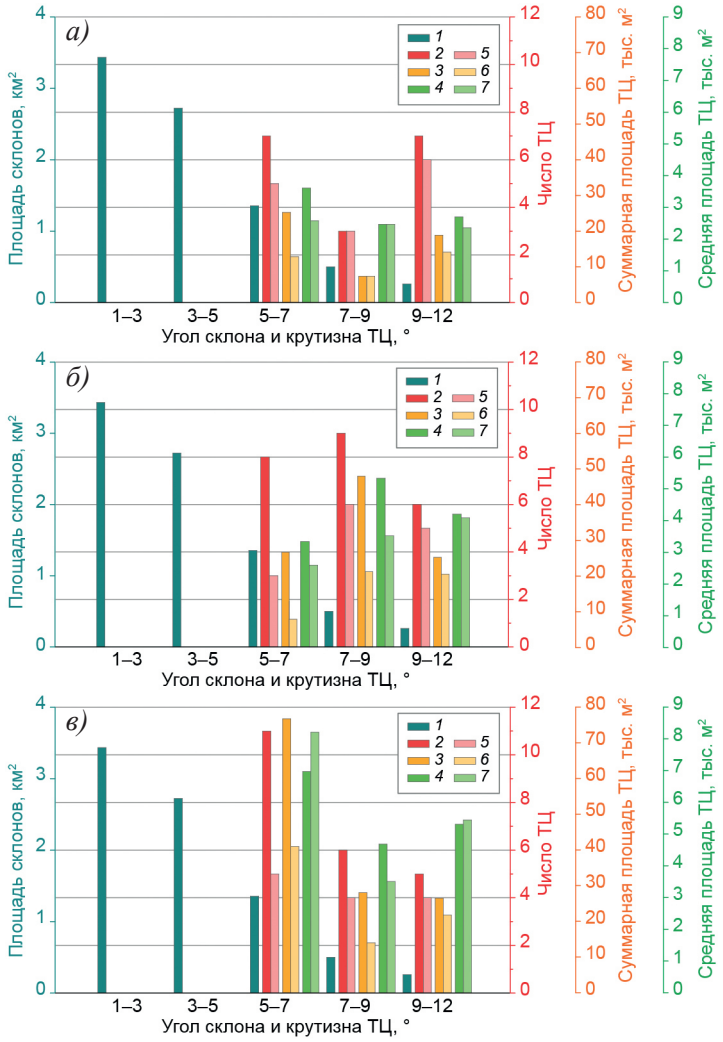

Рис. 4. Распределение естественных ТЦ на склонах различной крутизны в 2009 (*а*), 2018 (*б*) и 2023 гг. (*в*).

1 — площадь склонов на ключевом участке; для всех ТЦ: *2* — число; *3* — суммарная площадь; *4* — средняя площадь; для части ТЦ 2009 г., сохраняющей активность в последующие годы: *5* — число; *6* — суммарная площадь; *7* — средняя площадь

Fig. 4. Distribution of natural thermocirques on slopes of different steepness in (*a*) 2009, (*б*) 2018 and (*в*) 2023.

1 — area of slopes within the key site; for all thermocirques: *2* — number; *3* — total area; *4* — average area; for the part of the 2009 thermocirques that remains active in the subsequent years: *5* — number; *6* — total area; *7* — average area

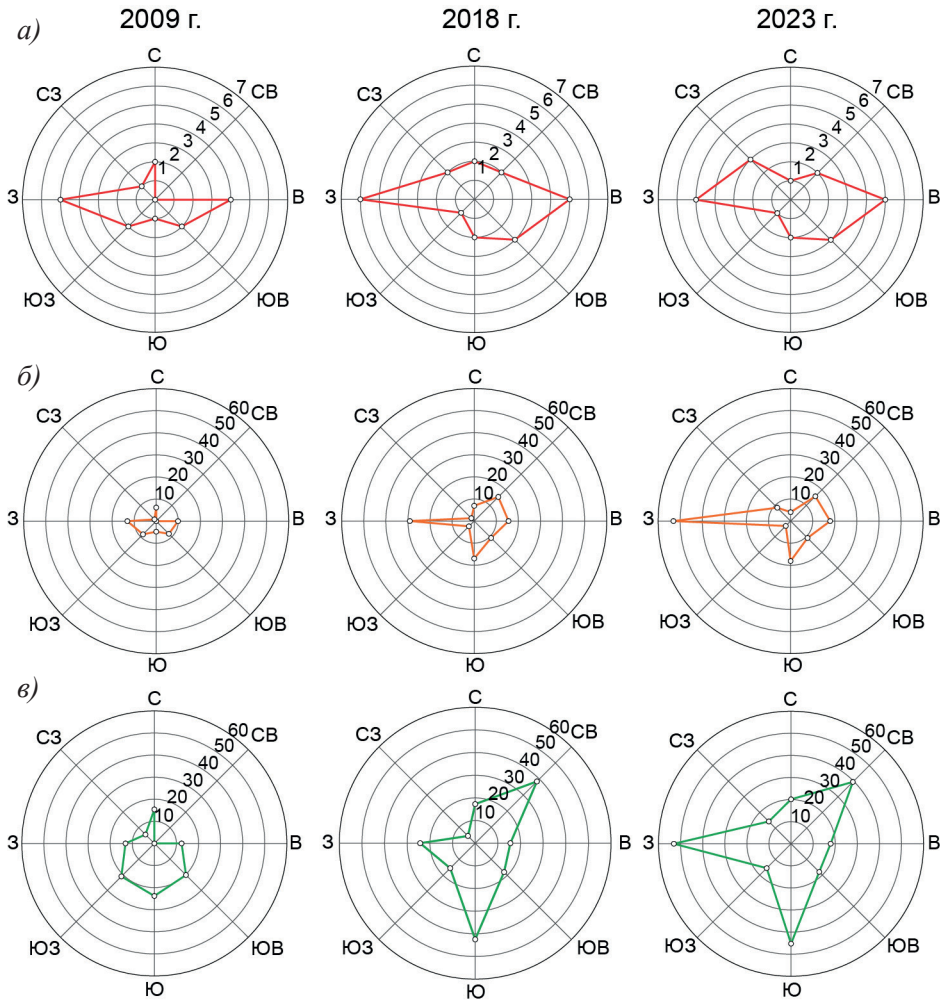

Рис. 5. Распределение числа (*а*), суммарной площади (*б*) и средней площади естественных ТЦ (*в*) по склонам разных экспозиций в 2009, 2018 и 2023 гг.

Fig. 5. Distribution of number (*a*), total area (*б*), and average area of natural thermocirques (*в*) by slope aspects in 2009, 2018, and 2023

Пять из семи техногенных ТЦ расположены на склонах крутизной 3–5° (рис. 3*а*). Диапазон индивидуальных площадей таких ТЦ очень широк (от 3,7 до 21,8 тыс. м^2, см. табл. 2), поэтому выборка статистически нерепрезентативна и более детальный анализ не проводился. Подавляющее большинство техногенных ТЦ имеют северо-западную экспозицию (рис. 3*б*).

ТЦ, возникшие в естественных условиях, расположены в среднем на более крутых склонах, в диапазоне 5–12° (см. рис. 4).

По состоянию на 2009 г. (рис. 4*а*) средняя площадь ТЦ на более крутых (7–12°) склонах примерно на четверть ниже по сравнению с ТЦ на относительно пологих (5–7°) склонах. К 2018 г. зарождение новых крупных ТЦ на склонах с преобладающей

крутизной 7–9° (рис. 4*б*) изменило распределение параметров. На этот временной срез ТЦ на склонах 7–9° имеют наибольшую суммарную и среднюю площади, во многом благодаря появлению новых ТЦ № 9 и № 10 с индивидуальными площадями более 10 тыс. м^2 (см. табл. 2). К 2023 г. наибольшие значения параметров для всех ТЦ фиксируются на склонах 5–7° (рис. 4*в*). Это связано с тем, что за период после 2018 г. новые ТЦ не появлялись, а существовавшие ранее разрастались, захватывая более пологие верхние части склонов.

ТЦ 2009 г., остававшиеся активными в последующие годы наблюдений, примечательны тем, что при незначительном сокращении числа (с 14 в 2009 г. до 13 в 2023 г.) из года в год стабильно увеличивали суммарную площадь на участке, превышая вклад в увеличение суммарной площади всех прочих ТЦ. ТЦ 2009 г., сохранявшие активность в последующие годы и имевшие крутизну 5–7°, отличаются максимальной за весь период наблюдений средней площадью — 8,2 тыс. м^2 (см. рис. 4*в*).

Наибольшее число естественных ТЦ на каждый временной срез отмечалось на склонах западной и восточной экспозиций (рис. 5*а*). В 2009 г. наибольшие суммарные площади имели ТЦ с западной и восточной экспозициями (рис. 5*б*), но к 2023 г. ТЦ с западной экспозицией стали заметно преобладать. На все три временных среза ТЦ с южной экспозицией имели наибольшие средние площади (рис. 5*в*).

Обсуждение

Динамика ТЦ

Суммарная площадь ТЦ на ключевом участке за 14 лет выросла на 296,2 %. (табл. 3). При этом средняя площадь ТЦ увеличилась на 145,9 %, а общее число ТЦ — на 61,1 %. Это говорит о том, что за период 2009–2023 гг. основной вклад в развитие термоденудации внес интенсивный рост уже существующих ТЦ, а не возникновение новых форм.

Таблица 3

Динамика морфометрических показателей ТЦ

Table 3

Dynamics of morphometric parameters of thermocirques

Показатель			2009	2018	2023
Суммарная площадь ТЦ	В абсолютном выражении, м^2	Всего	52898	177848	209565
		На III аллювиально-морской равнине	49787	161283	191461
		На IV прибрежно-морской (Казанцевской) равнине	3111	16565	18104
	В относительном выражении (пораженность), %	К площади ключевого участка	0,39	1,31	1,54
		К площади склонов	0,58	1,94	2,29
		К площади III аллювиально-морской равнины	1,11	3,74	4,41
		К площади IV прибрежно-морской (Казанцевской) равнины	0,09	0,50	0,55
Средняя площадь ТЦ, м^2			2939	5928	7226
Средняя длина ТЦ, м			72,8	105,1	115,1
Средняя ширина ТЦ, м			63,3	82,1	89,7

Заметна тенденция увеличения доли очень крупных ТЦ (более 10 тыс. м^2) среди общего числа активных форм. Так, в 2009 г. максимальная индивидуальная площадь ТЦ на участке составляла всего 7,6 тыс. м^2 (см. табл. 2; ТЦ № 5). В 2018 г. на участке имелись уже 5 ТЦ, индивидуальная площадь которых превышала 10 тыс. м^2 (см. табл. 2; добавились ТЦ № 9, № 10, № 24, № 25 и № 26). К 2023 г. численность очень крупных ТЦ увеличилась до 7 (см. табл. 2; добавились ТЦ № 17 и № 18). Обнаружен случай катастрофического увеличения индивидуальной площади ТЦ (№ 17) более чем в 8 раз — с 1,8 до 26,7 тыс. км^2. Это связано с чрезвычайно высокой макрольдистостью разреза, в котором до 70–80 % мощности занимает пластовый лед [23].

Отмечен более заметный рост суммарной площади всех ТЦ в первый период (2009–2018 гг.), чем во второй (2018–2023 гг.). Эта закономерность проявляется и при пересчете на один год (табл. 4). У всех ТЦ в первый период среднее за год увеличение длины превышало увеличение ширины на 71 %, и это соотношение снизилось за второй период до 33 %.

Таблица 4

Динамика параметров ТЦ для двух периодов наблюдений (2009–2018 гг., 9 лет; 2018–2023 гг., 5 лет) и в пересчете в среднем на 1 год

Table 4

Dynamics of thermocirque parameters for two observation periods (2009–2018, 9 years; 2018–2023, 5 years) and averaged for 1 year

Период	Увеличение суммарной площади, м^2				Увеличение средней длины, м				Увеличение средней ширины, м			
	Всех ТЦ		ТЦ 2009 г.		Всех ТЦ		ТЦ 2009 г.		Всех ТЦ		ТЦ 2009 г.	
	Всего	В год	Всего	В год	Всего	В год	Всего	В год	Всего	В год	Всего	В год
2009–2018	124950	13883	21060	2340	32,2	3,6	16,1	1,8	18,9	2,1	12,6	1,4
2018–2023	31717	6343	27691	5538	10,0	2,0	13,3	2,7	7,6	1,5	10,5	2,1

Рост ТЦ, которые уже существовали в 2009 г., был заметнее во второй период в абсолютном выражении (см. табл. 4). При этом, несмотря на стабилизацию части наиболее старых ТЦ к 2023 г. (см. табл. 2), в относительном выражении рост площади за оба периода сопоставим — 40 и 37 %. Рост длины ТЦ 2009 г. за все время превышал рост ширины на 29 %.

Длина ТЦ увеличивалась интенсивнее, чем ширина, в оба периода наблюдений (см. табл. 3). Это может свидетельствовать о преобладающем росте ТЦ в направлении вершины соответствующего геоморфологического уровня, а не параллельно склону.

Влияние рельефа на термоденудацию

Современная пораженность III аллювиально-морской равнины ТЦ оценивается в 4,4 %, а IV прибрежно-морской (Казанцевской) равнины — в 0,5 % (см. табл. 3). При этом суммарная площадь, занятая III аллювиально-морской равниной, всего лишь в 1,4 раза больше площади, занятой IV прибрежно-морской (Казанцевской) равниной (см. рис. 2*б*), что может свидетельствовать о существовании на III геоморфологическом уровне наиболее благоприятных условий для развития термоденудации, заключающихся в более близком залегании к поверхности залежеобразующих льдов [18]. Из обеспеченных скважинами разрезов в районе Бованенковского месторождения [24] следует, что породы, слагающие IV прибрежно-морскую (Казанцевскую) равнину, не вскрываются существующими врезами. Тем не менее следует

отметить, что с 2009 по 2023 г. суммарная площадь ТЦ на III аллювиально-морской равнине увеличилась примерно в 4 раза, в то время как на IV прибрежно-морской (Казанцевской) равнине — в 6 раз (см. табл. 3). Этот прирост выглядит менее существенным в абсолютном выражении — суммарная площадь ТЦ на III аллювиально-морской равнине за 14 лет увеличилась на 141,7 тыс. м^2, а на IV прибрежно-морской (Казанцевской) равнине — на 15 тыс. м^2 (см. табл. 3).

Анализ рельефа ключевого участка позволяет заключить, что приуроченность ТЦ к склонам определенной крутизны не связана с преобладанием склонов той или иной крутизны на ключевом участке. На склонах крутизной 1–5°, занимающих наибольшую площадь участка (67,2 %), присутствуют исключительно техногенные ТЦ. Наоборот, естественные ТЦ ключевого участка расположены на склонах крутизной 5–12°, занимающих лишь 9,5 % площади ключевого участка.

Распределение числа и суммарной площади ТЦ по склонам разной экспозиции

На ключевом участке наибольшую площадь занимают склоны северо-западной экспозиции (см. рис. 2*в*). У склонов III аллювиально-морской равнины с градацией крутизны от 5 до 12° преобладает западная экспозиция (рис. 6*а*), у аналогичных по крутизне склонов IV прибрежно-морской (Казанцевской) равнины — северная экспозиция (рис. 6*б*).

Асимметрия в распределении площадей склонов различной экспозиции могла предопределить ориентировку сформировавшихся на них естественных ТЦ. Этим можно объяснить преобладание западной экспозиции у ТЦ 2009 г. как в общем числе (29 %), так и в суммарной площади (25 %, см. рис. 5). В связи с увеличением размера уже существующих форм (см. табл. 4) к 2018 г. доля суммарной площади ТЦ, обращенных на запад, увеличилась с 25 до 29 % (см. рис. 5). Новые ТЦ, возникшие за это время, не имели четкого преобладания тех или иных румбов и были распределены более хаотично, о чем также свидетельствует более изометричный контур распределения числа ТЦ на диаграмме (см. рис. 5). К 2023 г. скорости роста

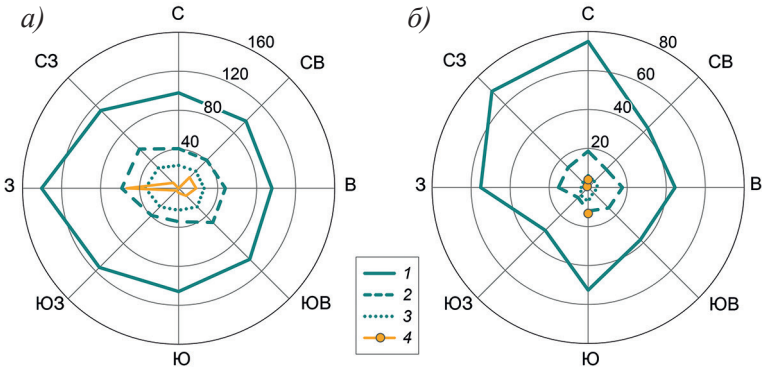

Рис. 6. Распределение площадей склонов (тыс. м^2) на III аллювиально-морской (*а*) и IV прибрежно-морской (Казанцевской) (*б*) равнинах.

Склоны крутизной *1* — 5–7°, *2* — 7–9°, *3* — 9–12°; *4* — суммарная площадь естественных ТЦ, тыс. м^2

Fig. 6. Distribution of slope areas (thousand m^2) on III fluvial-marine (*a*) and IV coastal-marine (Kazantsevskaya) plains (*б*).

Slope steepness, *1* — 5–7°, *2* — 7–9°, *3* — 9–12°; *4* — total area of natural thermocirques (thousands m^2)

старых ТЦ увеличились до 5,5 тыс. м^2/год (см. табл. 4) за счет дальнейшего роста и слияния ТЦ западной экспозиции.

В отличие от естественных, техногенные ТЦ имеют преимущественно северо-западную экспозицию. Это объясняется тем, что железнодорожная насыпь, ориентированная с юго-запада на северо-восток, подрезала пологие склоны именно северо-западной экспозиции и спровоцировала образование новых ТЦ. Тем не менее дальнейшего развития техногенные ТЦ не получили, поскольку сама насыпь послужила препятствием их активного развития.

Распределение линейных размеров и средней площади ТЦ

На временной срез 2018–2023 гг. наибольшая средняя площадь естественных ТЦ наблюдается на пологих склонах 5–7° (см. рис. 4*в*). Более того, ТЦ на таких склонах отличаются максимальными значениями средней длины (114 м). Такая закономерность объясняется большей длиной пологих склонов и, таким образом, большей длиной зоны транзита материала к базису эрозии.

Во все годы наибольшая средняя площадь ТЦ отмечается на склонах южной экспозиции. Также у ТЦ южной экспозиции во все периоды отмечались наибольшие средние значения длины (115, 140 и 149 м в 2009, 2018 и 2023 гг.). Это часто объясняется более благоприятными условиями инсоляции южных склонов. Однако известно, что для высоких широт летом разница в инсоляции южных и северных склонов невелика ввиду полярного дня. Мы предположили, что инсоляция южных склонов может быть результатом разной облачности в разное время суток. Для проверки мы рассчитали продолжительность безоблачного периода (общая облачность — менее 10 %) в разное время суток по данным метеостанции Марресале за июль 2023 г. [25]. Статистически минимальная облачность наблюдалась примерно в то время, когда солнце освещало южные склоны (срок наблюдения 11:00 по местному времени). Наибольшая облачность в июле 2023 г. наблюдалась в 08:00 и 17:00, что по времени примерно соответствовало более слабой инсоляции юго-западных и восточных склонов. На склонах этих же экспозиций в 2023 г. наблюдались минимальные значения средней площади ТЦ (см. рис. 5*в*). Таким образом, сочетание двух факторов (инсоляция и суточная динамика облачности) могло обеспечить наиболее благоприятные условия для роста ТЦ на склонах южной экспозиции.

Сравнение с другими исследованиями термоцирков в Российской Арктике

Динамика ТЦ на выбранном ключевом участке сопоставлена с исследованиями активизации ТЦ на всей территории стационара «Васькины Дачи» [26]. Согласно [26], за период 2010–2018 гг. число активных ТЦ на стационаре увеличилось вдвое, а на нашем ключевом участке за период 2009–2018 гг. — в 1,8 раза.

Из [4] следует, что на Центральном Ямале наиболее высокие темпы роста отмечаются для ТЦ, развивающихся на южных склонах. Для всего севера Западной Сибири выделено большее количество ТЦ западной, южной и северной экспозиций [27]. В исследовании [14] для участков с высокой плотностью ТЦ (Центральный Ямал и Центральный Гыдан) выявлено преобладание ТЦ юго-западной экспозиции.

В других районах криолитозоны Евразии исследователи неоднократно отмечали влияние экспозиции склонов на ход термоденудации. Для севера Якутии выявлены высокие скорости отступания стенок ТЦ с южной экспозицией [28, 29]. В Центральной Якутии 40 % ТЦ имеют юго-восточную и восточно-юго-восточную экспозиции [8]. Таким образом, однозначных результатов не получено, они в значительной степени зависят от размера выборки даже для одного региона.

Наиболее полная выборка ТЦ на севере Западной Сибири рассмотрена в [21]. Медианное значение крутизны склонов для Ямала составило 2,5°, что существенно ниже наших оценок приуроченности естественных ТЦ к склонам на ключевом участке (см. рис. 4). Это связано с тем, что авторы цитируемой работы оценивали крутизну всего макросклона, а не поверхности внутри контура ТЦ.

Сравнение с исследованиями термоцирков Северной Америки

Средняя площадь ТЦ на многих территориях Северной Америки значительно выше, чем на выбранном ключевом участке. На общем фоне выделяются данные, полученные по результатам исследования ТЦ в северо-западном Юконе в 2011 г. [5]. Средняя площадь местных ТЦ (2400 м^2) была близка к средней площади ТЦ на нашем ключевом участке в 2009 г. (2939 м^2). В работе зарубежных коллег использовались аналогичные материалы сверхвысокого пространственного разрешения (космические снимки GeoEye-1 и WorldView-2).

Медианные значения крутизны ТЦ в северо-западном Юконе составили 6,2° [5], что сопоставимо со значениями на нашем ключевом участке (8,2°). Также близка к нашим значениям крутизна ТЦ в северной части долины р. Маккензи — разброс значений для выборки из 15 ТЦ составил от 4 до 12,1° [7]. При этом максимальные темпы роста наблюдались у ТЦ с крутизной выше 8°. На нашем ключевом участке в 2009–2018 гг. наибольшее увеличение суммарной площади старых ТЦ аналогично пришлось на схожие склоны крутизной 7–9° (см. рис. 4*б*). Значительно ниже крутизна ТЦ на о. Элсмир (район м/с Юрика) — диапазон значений здесь изменяется от 2 до 7° [9].

На о. Бэнкс в 1960–2004 гг. и в западном Нунавуте в 1952–2006 гг. [3] увеличение суммарной площади ТЦ превышало рост их числа. В восточной части дельты р. Маккензи основной прирост суммарной площади ТЦ в 1950–2004 гг. также происходил за счет расширения ранее образованных ТЦ [30]. Такой характер динамики выявлен и на нашем ключевом участке Центрального Ямала.

Наибольшую сложность представляет рассмотрение влияния экспозиции на различные параметры ТЦ. Для выборки из 541 ТЦ в восточной части дельты р. Маккензи отмечено численное преобладание ТЦ на склонах северной, восточной и западной экспозиций. Такой характер распределения сохраняется на протяжении 50 лет как для старых, так и для наиболее молодых ТЦ [30]. Для смежного участка Канадской Арктики (район между пос. Тактояктук и г. Инувик) преобладающие экспозиции ТЦ определены как северо-западная и северо-восточная [12], однако при оценке распределения румбов учитывались суммарные площади ТЦ.

В исследованиях с ограниченными наборами данных делаются менее однозначные выводы. Число ТЦ в выборках таких исследований не превышает 10–15. Отмечается отсутствие какой-либо взаимосвязи между экспозицией стенки ТЦ и скоростью ее отступания в долине р. Ноатак на Аляске [10] и в северной части долины р. Маккензи [7].

Влияние экспозиции на скорости роста ТЦ установлено для островов Канадского Арктического архипелага. Э. Левкович [31] отмечал повышенные (по сравнению с другими районами Канадской Арктики) скорости роста ТЦ с южной и западной экспозициями на о. Бэнкс. Из данных полевых наблюдений и аэрофотосъемки также следует вывод о преобладающем росте ТЦ в сторону вершины, а не параллельно склону. На о. Элсмир подавляющее большинство форм приурочено к южным румбам [9].

Статистически достоверные данные обработки большой выборки для конкретного региона, как правило, дают заметную корреляцию между распространением ТЦ и ключевыми параметрами рельефа. Менее вероятно получить такие корреляции при рассмотрении локальной выборки.

Выводы

1. Абсолютное большинство ТЦ (90 %) на ключевом участке Центрального Ямала приурочено к склонам III аллювиально-морской равнины, что не соответствует доле таких склонов на ключевом участке. Наиболее вероятной причиной такого распределения являются наименьшие глубины залегания залежеобразующих льдов на этом геоморфологическом уровне.

2. С 2009 по 2023 г. число ТЦ на ключевом участке увеличилось на 61,1 %, а суммарная площадь — на 296,2 %. Увеличивается число особо крупных (более 10 тыс. м^2) ТЦ — с 5 в 2018 г. до 7 в 2023 г. В 2009–2018 гг. ТЦ росли быстрее, чем в 2018–2023 гг., видимо, как следствие климатических экстремумов 2012 и 2016 гг.

3. Несмотря на выраженное преобладание на участке поверхностей с уклоном 1–5°, естественные ТЦ развиты исключительно на склонах 5–12°. Этот диапазон важен при оценке уязвимости территории к возникновению ТЦ. Наблюдаемое снижение значений крутизны ТЦ по мере их роста связано с их отступанием вверх по склону и захватом более пологих приводораздельных частей.

4. Бóльшие площади западных склонов на участке объясняют более высокую суммарную площадь ТЦ на склонах западной экспозиции. Тем не менее в распределении ТЦ по склонам различных экспозиций наблюдается много случайных отклонений от медианных значений, видимо, ввиду ограниченной выборки.

5. Средние площади и значения длины ТЦ во все годы максимальны на склонах южной экспозиции. Преобладает рост ТЦ вверх по склону, а не расширение по простиранию склона.

6. Значения средних площадей ТЦ на ключевом участке Центрального Ямала близки к таковым на северо-западе территории Юкон. Аналогично о. Бэнкс, западному Нунавуту и дельте р. Маккензи, увеличение суммарной площади анализируемых ТЦ Центрального Ямала превышало рост их числа. Расхождения результатов анализа влияния рельефа на ТЦ в разных исследованиях обусловлены как разницей в методиках и пространственном разрешении материалов дистанционного зондирования, так и региональными особенностями территорий (рельеф поверхности, преобладающая экспозиция склонов, глубина залегания и тип залежеобразующих льдов).

7. Склоны III аллювиально-морской равнины крутизной 5–12°, обращенные к западу, отличаются большим числом и площадями естественных ТЦ во все годы. Именно на них ожидается наиболее интенсивный рост существующих ТЦ.

Конфликт интересов. Авторы статьи не имеют конфликта интересов.

Финансирование. Сотрудники Института криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН И.И. Тарасевич, М.О. Лейбман и А.В. Хомутов выполнили работу в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № FWRZ-2021-0012). Сотрудник МГУ имени М.В. Ломоносова А.И. Кизяков поддержан государственным заданием «Эволюция криосферы при изменении климата и антропогенном воздействии» (#121051100164-0). Сотрудница Института полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера Н.Б. Нестерова поддержана стипендией DAAD (Грант #57588368).

Благодарности. Авторы выражают благодарность Центру коллективного пользования «Геопортал МГУ» (ЦКП УНО «Геопортал с оперативным наполнением и комплексом обучения и обработки информации

космических снимков») за предоставление космических снимков GeoEye-1 и WorldView-2, использованных в работе.

Вклад авторов. И.И. Тарасевич — подготовка и редактирование текста, составление методики, визуализация, анализ литературы; М.О. Лейбман — концепция исследования, руководство, доработка методики, доработка текста; А.И. Кизяков — руководство, доработка методики, доработка текста; Н.Б. Нестерова — анализ литературы, доработка текста; А.В. Хомутов — доработка текста.

Competing interests. Authors declare no conflict of interests.

Funding. I.I. Tarasevich, M.O. Leibman, and A.V. Khomutov, researchers at the Earth Cryosphere Institute of the Tyumen Scientific Center of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, carried out the work within the state assignment of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (topic No. FWRZ-2021-0012). A.I. Kizyakov, a researcher at Moscow State University, was supported by the state assignment «Evolution of the cryosphere under climate change and anthropogenic impact» (#121051100164-0). N.B. Nesterova, a researcher at the Alfred Wegener Institute Helmholtz Center for Polar and Marine Research, was supported by a DAAD fellowship (Grant #57588368).

Acknowledgments. The authors express their gratitude to the Center for Collective Use «MSU Geoportal» (The Center for Collective Use of Scientific Equipment «Geoportal with operational content and a complex for training and processing information from space images») for providing the GeoEye-1 and WorldView-2 space images used in the paper.

The authors' contribution. I.I. Tarasevich — text preparation and editing, methodology development, visualization, literature analysis; M.O. Leibman — research concept, supervision, methodology revision, text revision; A.I. Kizyakov — supervision, methodology revision, text revision; N.B. Nesterova — literature analysis, text revision; A.V. Khomutov — text revision.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. Воскресенский К.С. *Современные рельефообразующие процессы на равнинах Севера России*. М.: Изд-во географического ф-та МГУ; 2001. 262 с.
2. Лейбман М.О., Кизяков А.И. *Криогенные оползни Ямала и Югорского полуострова*. М.: Институт криосферы земли СО РАН; 2007. 206 с.
3. Segal R.A., Lantz T.C., Kokelj S.V. Acceleration of thaw slump activity in glaciated landscapes of the Western Canadian Arctic. *Environmental Research Letters*. 2016;11(3):034025. https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/3/034025
4. Khomutov A., Leibman M., Dvornikov Yu., Gubarkov A., Mullanurov D., Khairullin R. Activation of cryogenic earth flows and formation of thermocirques in Central Yamal as a result of climate fluctuations. In: Mikoš K., Vilímek V., Yin Y., Sassa K. (eds). *Advancing culture of living with landslides*. WLF 2017. Cham: Springer International Publishing AG; 2017. P. 209–216. https://doi.org/10.1007/978-3-319-53483-1_24
5. Ramage J.L., Irrgang A.M., Herzschuh U., Morgenstern A., Couture N., Lantuit H. Terrain controls on the occurrence of coastal retrogressive thaw slumps along the Yukon Coast, Canada. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2017;122(9):1619–1634. https://doi.org/10.1002/2017JF004231
6. Бабкина Е.А., Лейбман М.О., Дворников Ю.А., Факащук Н.Ю., Хайруллин Р.Р., Хомутов А.В. Активизация криогенных процессов на территории Центрального Ямала как следствие региональных и локальных изменений климата и теплового состояния пород. *Метеорология и гидрология*. 2019;4:99–109.

   Babkina E.A., Leibman M.O., Dvornikov Yu.A., Fakashuk N.Yu, Khairullin R.R., Khomutov A.V. Activation of cryogenic processes in Central Yamal as a result of regional and local change in climate and thermal state of permafrost. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2019;44(4):283–290. https://doi.org/10.3103/S1068373919040083

7. Wang B., Paudel B., Li H. Retrogression characteristics of landslides in fine-grained permafrost soils, Mackenzie Valley, Canada. *Landslides*. 2009;6:121–127. https://doi.org/10.1007/s10346-009-0150-y
8. Séjourné A., Costard F., Fedorov A., Gargani J., Skorve J., Massé M., Mège D. Evolution of the banks of thermokarst lakes in Central Yakutia (Central Siberia) due to retrogressive thaw slump activity controlled by insolation. *Geomorphology*. 2015;241:31–40. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.033
9. Ward Jones M.K., Pollard W.H., Jones B.M. Rapid initialization of retrogressive thaw slumps in the Canadian high Arctic and their response to climate and terrain factors. *Environmental Research Letters*. 2019;14(5):055006. https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab12fd
10. Swanson D.K., Nolan M. Growth of retrogressive thaw slumps in the Noatak Valley, Alaska, 2010–2016, measured by airborne photogrammetry. *Remote Sensing*. 2018;10(7):983. https://doi.org/10.3390/rs10070983
11. Nitze I., Grosse G., Jones B.M., Romanovsky V.E., Boike J. Remote sensing quantifies widespread abundance of permafrost region disturbances across the Arctic and Subarctic. *Nature communications*. 2018;9(1):5423. https://doi.org/10.1038/s41467-018-07663-3
12. Zwieback S., Kokelj S.V., Günther F., Boike J., Grosse G., Hajnsek I. Sub-seasonal thaw slump mass wasting is not consistently energy limited at the landscape scale. *The Cryosphere*. 2018;12(2):549–564. https://doi.org/10.5194/tc-12-549-2018
13. Yang Y., Rogers B.M., Fiske G., Watts J., Potter S., Windholz T., Mullen A., Nitze I., Natali S.M. Mapping retrogressive thaw slumps using deep neural networks. *Remote Sensing of Environment.* 2023;288:113495. https://doi.org/10.1016/j.rse.2023.113495
14. Bernhard P., Zwieback S., Bergner N., Hajnsek I. Assessing volumetric change distributions and scaling relations of retrogressive thaw slumps across the Arctic. *The Cryosphere*. 2022;16(1):1–15. https://doi.org/10.5194/tc-16-1-2022
15. Runge A., Nitze I., Grosse G. Remote sensing annual dynamics of rapid permafrost thaw disturbances with LandTrendr. *Remote Sensing of Environment.* 2022;268:112752. https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112752
16. Leibman M.O., Khomutov A.V., Gubarkov A.A., Dvornikov Y.A., Mullanurov D.R. The research station "Vaskiny Dachi", Central Yamal, West Siberia, Russia — a review of 25 years of permafrost studies. *Fennia*. 2015;193(1):3–30. https://doi.org/10.11143/45201
17. Данилов И.Д. *Плейстоцен морских субарктических равнин*. М.: Изд-во МГУ; 1978. 198 с.
18. Дубиков Г.И. *Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири*. М.: ГЕОС; 2002. 246 с.
19. *Esri. World Imagery Basemap*. URL: https://www.arcgis.com/apps/mapviewer/index.html (accessed 17.04.2024).
20. Porter C., Howat I., Noh M.-J., Husby E., Knuvis S., Danish E., Tomko K., Gardiner J., Negrete A., Yadav B., Klassen J., Kelleher C., Cloutier M., Bakker J., Enos J., Arnold G., Bauer G., Morin P. *ArcticDEM — Strips, Version 4.1.* 2022. URL: https://doi.org/10.7910/DVN/C98DVS (accessed 16.04.2024).
21. Leibman M., Nesterova N., Altukhov M. Distribution and morphometry of Ttermocirques in the north of West Siberia, Russia. *Geosciences*. 2023;13(6):167. https://doi.org/10.3390/geosciences13060167
22. *Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2020 год*. URL: https://www.meteorf.gov.ru/upload/pdf_download/doklad_klimat2020.pdf (дата обращения: 11.06.2024).
23. Тарасевич И.И., Письменюк А. А., Нестерова Н. Б., Хайруллин Р. Р. Комплексные исследования термоцирков на Центральном Ямале по данным дистанционных и полевых наблюдений.

В кн.: *Материалы XXII Всероссийской научно-практической конференции молодых ученых, аспирантов и студентов, с международным участием в г. Нерюнгри, посвященной 30-летнему юбилею Технического института (филиала) СВФУ им. М.К. Аммосова, 28–29 октября 2022 г.* Якутск; 2021. С. 170–175. https://doi.org/10.52994/9785751333737_042

24. Стрелецкая И.Д., Лейбман М.О. Криогеохимическая взаимосвязь пластовых льдов, криопэгов и вмещающих их отложений Центрального Ямала. *Криосфера Земли*. 2002;33(12):15–24.

    Streletskaya I.D., Leibman M.O. Cryogeochemical interrelation of massive ground ice, cryopegs, and enclosing deposits of Central Yamal. *Kriosfera Zemli = Earth's Cryosphere*. 2002;33(12):15–24. (In Russ.)

25. *Архив погоды в Марресале*. URL: https://rp5.ru/Архив_погоды_в_Марресале (дата обращения: 02.07.2024)

26. Хомутов А.В., Бабкина Е.А., Хайруллин Р.Р., Дворников Ю.А. Факторы активизации термоденудации и активность термоцирков на Центральном Ямале в 2010–2018 гг. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2024;70(2):222–237. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-2-222-237

    Khomutov A.V., Babkina E.A., Khairullin R.R., Dvornikov Yu.A. Factors of thermal denudation activation and thermocirques activity on central Yamal in 2010–2018. *Arctic and Antarctic Research*. 2024;70(2):222–237. (In Russ.). https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-2-222-237

27. Нестерова Н.Б., Хомутов А.В., Лейбман М.О., Сафонов Т.А., Белова Н.Г. Инвентаризация термоцирков на Севере Западной Сибири по данным мозаики спутниковых снимков 2016–2018 годов. *Криосфера Земли*. 2021;25(6):41–50. https://doi.org/10.15372/KZ20210604

    Nesterova N.B., Khomutov A.V., Leibman M.O., Safonov T.A., Belova N.G. The inventory of retrogressive thaw slumps (thermocirques) in the north of West Siberia based on 2016–2018 satellite imagery mosaic. *Earth's Cryosphere*. 2021;25(6):34–41. https://doi.org/10.15372/KZ20210604

28. Максимов В.В. Итоги многолетних наблюдений за термоденудацией бортов карьеров в отложениях ледового комплекса. *Методы изучения криогенных физико-геологических процессов*. Сб. науч. тр. М.: ВСЕГИНГЕО; 1992. С. 60–71.

29. Пижанкова Е.И. Термоденудация в береговой зоне Ляховских островов (результаты дешифрирования аэрокосмических снимков). *Криосфера Земли*. 2011;15(3):61–70.

    Pizhankova E.I. Termodenudation in the coastal zone of the Lyakhovsky Islands (interpretation of aerospace images). *Kriosfera Zemli = Earth's Cryosphere*. 2011;15(3):61–70. (In Russ.)

30. Kokelj S.V., Lantz T.C., Kanigan J., Smith S.L., Coutts R. Origin and polycyclic behaviour of Tundra thaw slumps, Mackenzie delta region, Northwest Territories, Canada. *Permafrost and periglacial processes*. 2009;20(2):173–184. https://doi.org/10.1002/ppp.642

31. Lewkowicz A.G. Nature and importance of thermokarst processes, sand hills moraine, Banks island, Canada. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. 1987;69(2):321–327. https://doi.org/10.1080/04353676.1987.11880218

Подписано в печать 26.09.2024
Формат 70×100 1/16
Тираж 85

Печать цифровая
Печ. л. 8,875
Заказ № 9605

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

Signed to print 26.09.2024
Format 70×100 1/16
Edition 85

Digital Printing
P.s. 8,875
Order No 9605

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