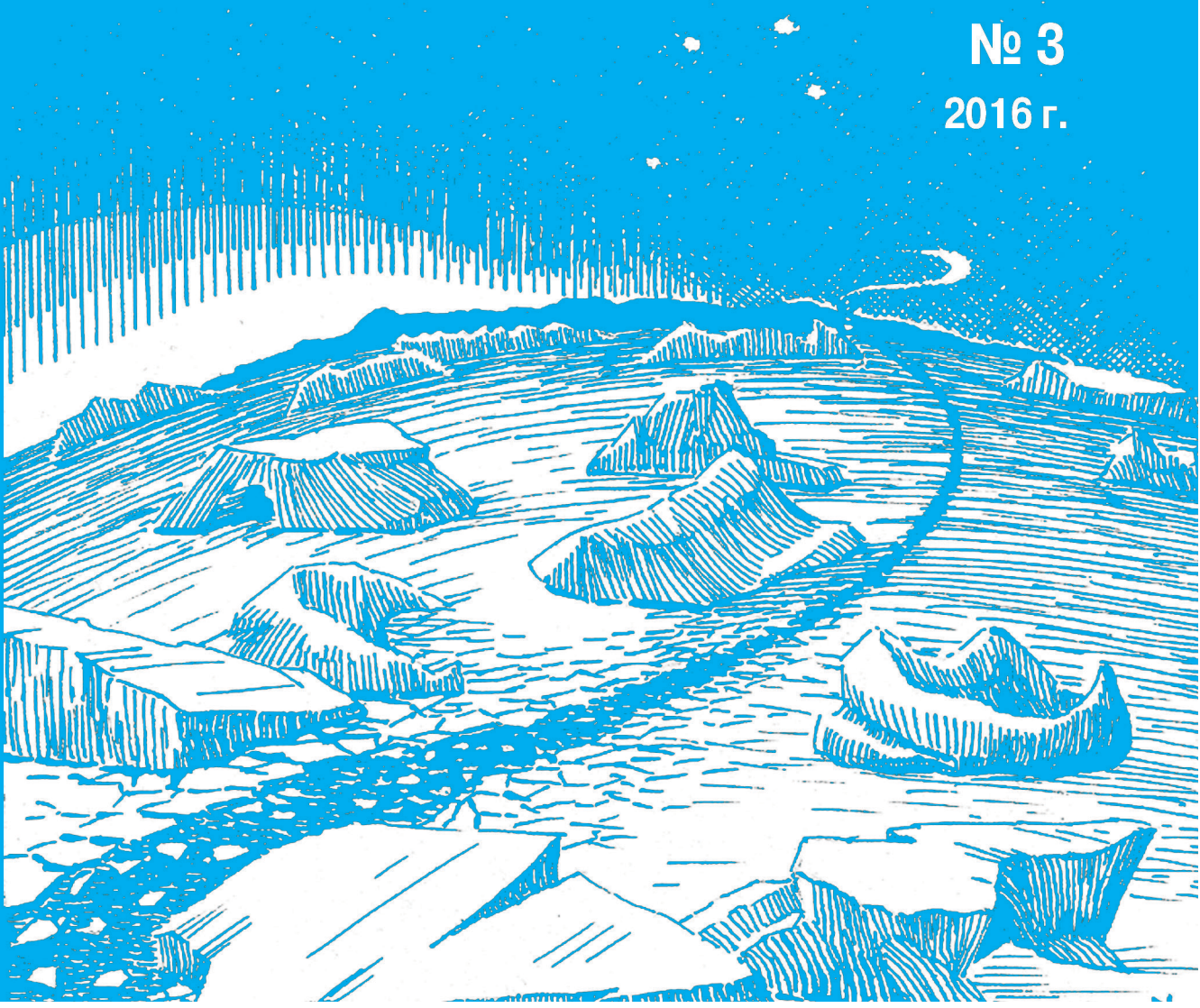




ISSN 0555-2648

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 3
2016 г.



МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 3 (109)

Издается с июня 1937 г.

Санкт-Петербург
ААНИИ
2016

Главный редактор

д-р геогр. наук, профессор *И.Е. Фролов* (ААНИИ)

Редакционная коллегия

канд. физ.-мат. наук *А.И. Данилов* (зам. главного редактора)

канд. геогр. наук *И.В. Бузин*

(ученый секретарь, тел. (812) 337-3212, e-mail: buzin@aari.ru)

А.А. Меркулов

(секретарь, тел. (812) 337-3135, e-mail: aam@aari.ru)

д-р геогр. наук *Г.В. Алексеев* (ААНИИ)

канд. физ.-мат. наук *Л.П. Бобылев* (Фонд Нансен-центр)

д-р геогр. наук *В.С. Вуглинский* (ГТИ)

д-р геол.-минерал. наук *В.Л. Иванов* (ВНИИОкеангеология)

д-р физ.-мат. наук *В.М. Катцов* (ГТО)

д-р. геол.-минерал. наук *Г.Л. Лейченко* (ВНИИОкеангеология)

канд. геогр. наук *В.Я. Липенков* (ААНИИ)

канд. техн. наук *В.А. Лихоманов* (ААНИИ)

д-р физ.-мат. наук *А.П. Макшtas* (ААНИИ)

д-р геогр. наук *Е.У. Миронов* (ААНИИ)

канд. биол. наук *А.В. Неелов* (ЗИН РАН)

д-р геогр. наук *А.Ю. Прошутинский* (Woods Hole Oceanographic Institute, USA)

канд. геогр. наук *В.Ф. Радионов* (ААНИИ)

д-р философии *Д. Рэйно* (Centre National de la Recherche Scientifique, France)

д-р физ.-мат. наук *В.А. Рожков* (СПбГУ)

д-р геогр. наук *Л.М. Саватюгин* (ААНИИ)

д-р техн. наук *К.Г. Ставров* (ОАО «ГНИНГИ»)

д-р физ.-мат. наук *Л.А. Тимохов* (ААНИИ)

д-р физ.-мат. наук *О.А. Трошичев* (ААНИИ)

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 3 (109)

Свидетельство о регистрации

ПИ № ФС77-35144 от 28 января 2009 г.

Выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций
Журнал включен в перечень рецензируемых научных изданий ВАК (вступивший в силу 1 декабря 2015 г.),
в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученых
степеней доктора и кандидата наук.

Подписные индексы издания в каталоге «Газеты. Журналы» ОАО «Агентство Роспечать»

70279 – на год

48657 – для индивидуальных подписчиков (на полгода)

70278 – для предприятий и организаций (на полгода)

Редактор Е.В. Миненко

ISSN 0555-2648

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт
(ГНЦ РФ ААНИИ), 2016

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Д.М. Демчев, В.А. Волков, В.С. Хмелева, Э.Э. Казаков.</i> Восстановление полей дрейфа морского льда по последовательным спутниковым радиолокационным изображениям методом прослеживания особых точек	5
<i>В.П. Карклин, Е.У. Миронов, В.В. Иванов, С.П. Шкорба.</i> Особенности формирования крупных аномалий ледовитости в Татарском проливе.....	20
<i>Н.Э. Демидов, А.В. Баранская, Е.В. Дурденко, О.Г. Занина, Е.С. Караевская, З.В. Пушина, Е.М. Ривкина, Е.В. Спирина, Р. Спенсер.</i> Биогеохимия мерзлых толщ арктического побережья полуострова Гыдан.....	34
<i>Д.И. Тисленко, Б.В. Иванов, В.М. Смоляницкий, П.Н. Священников, К. Исаксен, Х. Гьетлен.</i> Сезонные и многолетние изменения ледовитости в районе архипелага Шпицберген за период 1979–2015 гг.....	50
<i>В.Е. Бородачев, И.В. Бородачев.</i> Ледовитость моря Лаптевых в условиях колебаний климата Арктики.....	60
<i>Е.А. Гусев, Ф.Е.Максимов, А.Н. Молодьков, Я.Д. Яржембовский, А.А. Макарьев, Х.А. Арсланов, В.Ю. Кузнецов, А.Ю. Петров, В.А. Григорьев, И.В. Токарев.</i> Новые геохронологические данные по неоплейстоцен-голоценовым отложениям Западного Таймыра и островов Карского моря.....	74
<i>И.А. Свистунов, А.В. Чернов, Н.А. Крупина, В.А. Лихоманов, П.В. Максимова.</i> Физическое моделирование статического всплытия подводной лодки из-под льда в ледовом бассейне ААНИИ	85
<i>К.Е. Сазонов.</i> К вопросу о корректировке данных ходовых натурных испытаний судов в ледовых условиях	94
<i>А.С. Макаров, А.А. Трунин.</i> Изменчивость уровня полярных морей России в голоцене.....	101

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

<i>Л.М. Саватюгин.</i> Имена сотрудников ААНИИ на географических картах. Елена Константиновна Сычугова, Николай Николаевич Мутафи	111
---	-----

CONTENTS

<i>D.M. Demchev, V.A. Volkov, V.S. Khmeleva, E.E. Kazakov.</i> Sea ice drift retrieval from SAR using feature tracking.....	5
<i>V.P. Karklin, E.U. Mironov, V.V. Ivanov, S.P. Shkorba.</i> Special features of ice extent large anomalies formation in the Tatar strait.....	20
<i>N.E. Demidov, A.V. Baranskaya, E.V. Durdenko, E.S. Karaevskaya, Z.V. Pushina, E.M. Rivkina, E.V. Spirina, R. Spenser.</i> Biogeochemistry of permanently frozen deposits on the arctic shore of Gydan peninsula.....	34
<i>D.I. Tislenko, B.V. Ivanov, V.M. Smolyanitsky, P.N. Svyashchennikov, K. Isaksen, H. Gjeltén.</i> Seasonal and long-term changes of sea ice extent in the Svalbard archipelago area during 1979–2015.....	50
<i>V.E. Borodachev, I.V. Borodachev.</i> Laptev sea ice extent in arctic climate fluctuation conditions.....	60
<i>E.A. Gusev, F.E. Maksimov, A.N. Molodkov, Ya.D. Yarzhembovsky, A.A. Makariev, H.A. Arslanov, V.Yu. Kuznetsov, A.Yu. Petrov, V.A. Grigoriev, I.V. Tokarev.</i> New geochronometric data for neopleistocene-holocene sediments from western Taimyr and Kara sea islands.....	74
<i>I.A. Svistunov, P.V. Maksimova, A.V. Chernov, N.A. Krupina, V.A. Likhomanov.</i> Physical modeling of surfacing underwater object from under the ice in the AARI's ice tank.....	85
<i>K.E. Sazonov.</i> On correction of full-scale test data obtained during sea trials in ice conditions.....	94
<i>A.S. Makarov, A.A. Trunin.</i> Variability of the sea-level in the Russian Arctic during the Holocene.....	101

PAGES OF HISTORY

<i>L.M. Savatyugin.</i> Names of AARI scientists on geographical maps. Elena Konstantinovna Sychugova, Nikolay Nikolaevich Mutafti	111
---	-----

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПОЛЕЙ ДРЕЙФА МОРСКОГО ЛЬДА ПО ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОМ СПУТНИКОВЫМ РАДИОЛОКАЦИОННЫМ ИЗОБРАЖЕНИЯМ МЕТОДОМ ПРОСЛЕЖИВАНИЯ ОСОБЫХ ТОЧЕК

науч. сотр. Д.М. ДЕМЧЕВ^{1,2}, канд. геогр. наук В.А. ВОЛКОВ¹,
мл. науч. сотр. В.С. ХМЕЛЕВА¹, мл. науч. сотр. Э.Э. КАЗАКОВ^{1,3}

¹ — Научный фонд «Центр по окружающей среде и дистанционному зондированию имени Нансена», Санкт-Петербург, e-mail: demchev@gmail.com

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

³ — Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург

Описываются подходы к автоматизированному расчету дрейфа морского льда по последовательным изображениям на основе данных активной радиолокации PCA-SAR (радиолокаторы с синтезированной апертурой). Предлагается оригинальный алгоритм на основе применения многомасштабного представления изображений с использованием адаптивного подавления шумов. Приводятся оценки качества расчетов с использованием данных спутника Sentinel-1A, демонстрируются преимущества разработанного алгоритма на основе результатов сопоставления с существующими мировыми аналогами.

Ключевые слова: дрейф морского льда, PCA-SAR, спутниковые изображения, Арктика.

ВВЕДЕНИЕ

Разработка автоматизированных методов расчета полей дрейфа льда началась в конце 1970-х гг., с момента появления доступа к данным регулярных спутниковых наблюдений. Впервые работы по оценке дрейфа на основе спутниковых данных были выполнены в 1979 г. с использованием данных спутника SEASAT (Curlander et al., 1985; Hall, Rothrock, 1981; Ninnis et al., 1986). В частности, в работе (Ninnis et al., 1986) для сопоставления изображений был использован кросс-корреляционный метод, при котором изображения предварительно разбиваются на равномерные участки (блоки), которые затем сравниваются с использованием корреляционной функции. В указанной работе был выполнен автоматизированный расчет дрейфа паковых льдов в море Бофорта по снимкам видимого диапазона, полученным при помощи прибора Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) спутника NOAA. В дальнейшем была проведена адаптация данного подхода к спутниковым данным радиолокационного диапазона (Fily, Rothrock, 1987; Vesecky et al., 1988; Collins, Emery, 1988). В работе (Fily, Rothrock, 1987) впервые был применен кросс-корреляционный метод с использованием многомасштабного представления изображения. Следует отметить высокую чувствительность данного метода к шумам и вращениям ледяных полей и высокую зависимость ошибок в определении дрейфа от размера выделенных для анализа блоков

изображения. Еще один пример использования кросс-корреляционного алгоритма представлен в (Kwok, Tsatsoulis, 1998), где кросс-корреляционный подход дополнен методом описания и прослеживания отдельных ледяных полей, что важно, например, при исследовании прикромочных зон. Такой подход совмещает преимущества кросс-корреляционного подхода для районов сплоченных льдов в центральных районах Арктики с преимущественно однородным поступательным движением и методов прослеживания отдельных ледяных полей, для которых характерно вращательное движение. Среди российских исследований в этом направлении следует отметить работу (Рахина и др., 1998), в которой был введен критерий ограничения зоны поиска по повторному изображению на основе предварительного физико-статистического анализа режима дрейфа в исследуемом районе, что позволило существенно снизить время вычислений. В 2010 г. кросс-корреляционный метод для расчета дрейфа морского льда был внедрен в качестве оперативного алгоритма для Арктики и Антарктики в Датском технологическом университете (DTU) в рамках проекта MyOcean (MyOcean product catalogue, 2012).

Последующие модификации алгоритмов, которые базируются на анализе кросс-корреляционных характеристик, включая фазовые сдвиги участков изображений, были представлены в работах: (Thomas et al., 2006; Karvonen, 2012; Komarov, Barber, 2014). Для спутниковых «сцен» с шириной полосы обзора 100–400 км можно получать конечную продукцию в узлах регулярной сетки с пространственным разрешением 5–10 км. В работе (Thomas et al., 2008) показана возможность получения векторов дрейфа по данным ERS-1 (25 м в 1 пикселе) в узлах сетки с пространственным шагом 400 м.

Несмотря на многолетние исследования и успехи в разработке алгоритмов, автоматическое получение полей дрейфа морского льда по спутниковым данным остается сложной и открытой задачей. Изучение динамики морских льдов на масштабах сотни метров–километры имеет особое значение для детального изучения их кинематических свойств, повышения точности расчетов объема выноса, а также верификации численных моделей. Для решения задачи автоматического получения полей дрейфа льда высокого разрешения в нашем исследовании предлагается использование ранее не применявшегося метода, разработанного на основе последних достижений теории компьютерного зрения, учитывающего особенности физической природы формирования спутниковых SAR-изображений.

ОПИСАНИЕ АЛГОРИТМА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПОЛЕЙ ДРЕЙФА ЛЬДА

Предварительная обработка SAR-изображений

Для расчетов полей дрейфа морского льда нами были выбраны данные временного радиолокационного спутника Sentinel-1A, с шириной полосы охвата 400 км (режим Extra Wide Swath) и пространственным разрешением 20×40 м. Пары последовательных изображений, имеющие общие зоны покрытия, отбирались на интервалах от 1 до 3 суток. На основе метаданных спутниковых «сцен» вычислялись общие районы покрытия, для которых формировались регулярные сетки в стереографической проекции с шагом 100×100 м. Для калибровки и нормализации данных был использован пакет обработки геоданных Nansat, созданный на базе библиотеки GDAL бергенским Нансен-центром (Норвегия). Затем данные проецировались на заданную сетку.

Многомасштабное представления SAR-изображений

Многомасштабное представление изображений является эффективным инструментом для решения широкого круга задач, связанных с распознаванием образов, классификацией, реконструкцией и определением трансформаций изображений. Идея, лежащая в основе такого подхода, достаточно проста и заключается в создании серии промежуточных изображений в разных масштабах (многомасштабное пространство) с помощью применения различного рода фильтрации исходного изображения как функции масштаба (свертка). Так, в случае построения гауссова пространства применяется свертка исходного изображения с ядром функции Гаусса с возрастающей величиной стандартного отклонения. В работах (Koenderink, 1984) была показана возможность применения гауссовой функции и ее частных производных для определения и описания особых участков изображений. Следует отметить, что линейное гауссово преобразование является лишь одним из возможных вариантов свертки изображений (Duits et al., 2004).

Важным событием в теории и практике компьютерного зрения было появление работы (Lowe, 2004), в которой был предложен алгоритм выявления (детектирования) и описания особых точек изображения с применением многомасштабного пространства, инвариантный к изменениям освещенности, масштаба и вращению. Данный метод носит название Scale Invariant Feature Transform (SIFT) и основывается на многомасштабном представлении исходного изображения методом вычисления гауссианов и их разностей. При построении пирамиды гауссианов масштабируемое пространство разбивается на участки (октавы), причем часть масштабного пространства, занимаемого следующей октавой в два раза больше предыдущей, а размер изображения при таком переходе также уменьшается вдвое. Всего строится конечное количество октав (N), с определенным шагом радиуса размытия. После построения пирамид происходит определение точек экстремумов — где разности гауссианов соответствуют максимальным или минимальным значениям. Затем вокруг обнаруженной точки строится так называемый дескриптор — 128-битный вектор, который описывает ее окрестность на основе данных о градиентах в сеточной области, размером 8×8 пикселей. Более детальное описание SIFT можно найти в (Lowe, 2004).

Благодаря простоте и надежности детектирования и описания особых точек, SIFT успешно применяется для сопоставления оптических изображений. Однако применение свертки изображения с гауссовым ядром обладает весьма серьезным недостатком — размытию в одинаковой степени подвергаются как контрастные участки изображения, так и шум, поэтому без дополнительных настроек он мало применим к SAR-изображениям (Goncalves et al., 2011; Alcantarilla et al., 2012). Главным образом это связано с наличием мультипликативного спекл-шума, который характерен для всех сканирующих систем с когерентным формированием изображения и вызван энергетическими помехами из-за беспорядочно распределенных отражателей сигнала, слишком мелких для того, чтобы их могла отобразить радиолокационная система. В этом случае определение особых точек с помощью SIFT становится затруднительным или даже невозможным. Во многих случаях это приводит к детектированию ложных особых точек, которые не могут быть корректно описаны и прослежены на следующем изображении (Dellinger et al., 2012; Schwind et al., 2010). Потеря информации о полезном сигнале, вызванная применением гауссова размытия, при построении многомасштабного пространства делает необходимым разработку и развитие других

подходов к детектированию и описанию особых точек для решения, в частности, задачи определения перемещений морских льдов на основе пары последовательных спутниковых SAR-изображений.

Переход к уравнению нелинейной диффузии при построении многомасштабного пространства изображений позволяет применять сглаживание зашумленных участков адаптивно и избирательно (Wang et al., 2012; Dorado-Muñoz et al., 2012). Такой подход позволяет формализовать динамику яркости изображения через дивергенцию функции потока, которая контролирует применение фильтра диффузии. Метод описывается системой нелинейных уравнений частных производных, регулирующих применение диффузии к значениям яркости изображения в процессе построения нелинейного многомасштабного пространства. Запишем классическое уравнение диффузии:

$$\frac{\partial L}{\partial t} = \text{div}(c(x, y, t) \cdot \nabla L),$$

где div и ∇ — дивергенция и оператор градиента, L — яркость изображения, c — функция проводимости, которая позволяет применять диффузию адаптивно к локальным структурам изображения, t — параметр масштаба изображения.

В нелинейной диффузии магнитуа градиента регулирует степень диффузии на каждом масштабе. Функцию проводимости запишем в следующем виде:

$$c(x, y, t) = g(|\nabla L_\sigma(x, y, t)|),$$

где ∇L_σ — градиент изображения, сглаженного функцией Гаусса.

В настоящей работе применялось уравнение проводимости, введенное в (Perona, Malik, 1990):

$$g_2 = 1 / (1 + \frac{|\nabla L_\sigma|^2}{\lambda^2}),$$

где λ — коэффициент контрастности, который регулирует степень применения диффузии.

Для построения нелинейного многомасштабного пространства на основе уравнений нелинейной диффузии в (Alcantarilla et al., 2013) было предложено использование схемы быстрой явной диффузии — Fast Explicit Diffusion (FED), впервые предложенной в (Grewenig et al., 2010). Данный метод детектирования особых точек был назван Accelerated-KAZE Features (далее AKAZE) и более подробно изложен в (Alcantarilla et al., 2013). Чтобы продемонстрировать преимущества применения нелинейной диффузии, нами подготовлены результаты трех итераций процедуры свертки для участка спутникового SAR-изображения, содержащего характерные особенности ледяного покрова — трещины, разводья, а также однородные области (рис. 1).

Из рисунка видно, что при последовательном применении линейной диффузии сглаживанию в равной степени подвергаются как шум, так и полезная информация (рис. 1а), что на следующих стадиях обработки изображения неизбежно приводит к ошибкам в локализации особых точек изображения. Применение нелинейной диффузии (рис. 1б) позволяет применять сглаживание адаптивно лишь к зашумленным участкам изображения, сохраняя полезный сигнал.

Таким образом, важной особенностью предлагаемого в данной работе алгоритма восстановления полей дрейфа льда на основе метода AKAZE является применение нелинейной свертки. Алгоритм состоит из четырех этапов:

- детектирование особых точек;

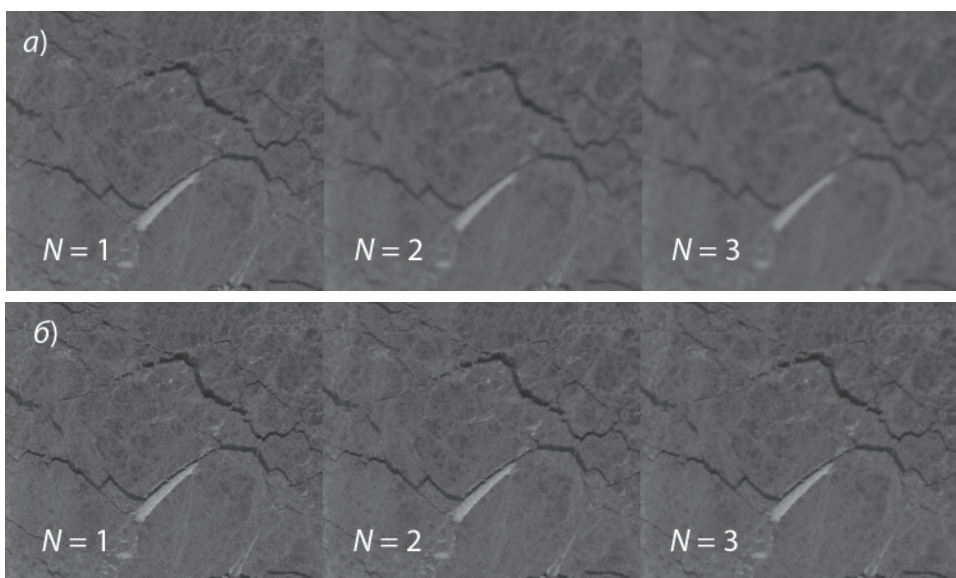


Рис. 1. Результаты применения линейной (а) и нелинейной диффузии (б) для участка SAR-изображения (N — номер итерации).

- описание окрестностей особых точек (построение дескрипторов);
- сопоставление дескрипторов;
- фильтрация ложных векторов.

Рассмотрим каждый из этапов алгоритма.

В теории компьютерного зрения особой точкой принято называть точку, которая может быть описана и однозначно определена на другом изображении, которое может быть зашумлено, иметь другие характеристики яркости или измененный масштаб. В предлагаемом авторами данной статьи алгоритме на основе метода AKAZE *детектирование особых точек* производится расчетом детерминанта матрицы Гесса (гессиан) для каждого отфильтрованного компонента нелинейных масштабных представлений L^i исходного изображения. В зависимости от масштаба и октавы обрабатываемого изображения, осуществляется нормализация применяемого набора дифференциальных операторов. Затем определяются максимумы отклика детектора на текущем масштабе и его пространственное расположение:

$$L_{Hessian}^i = \sigma_{i,norm}^2 (L_{xx}^i L_{yy}^i - L_{xy}^i L_{xy}^i).$$

Сначала ищется максимум отклика детектора в многомасштабном пространстве. Для каждого уровня фильтрации изображения осуществляется проверка, что отклик детектора больше порогового значения и он максимальный в окне размером 3×3 пикселя. Это необходимо для быстрого отсеивания не максимальных откликов детектора. Далее для каждого из потенциальных максимумов осуществляется проверка на максимальность относительно других особых точек из соседних масштабов — $i + 1$ и $i - 1$, соответственно, в окне размером $\sigma_i \times \sigma_i$ пикселей. В завершение этапа детектирования вычисляются позиции особых точек в двумерном пространстве с подпиксельной точностью, через приближение двумерной квадратичной функции.

Следующий шаг — описание окрестности обнаруженной особой точки. Для выполнения условия инвариантности к повороту на первом шаге определяется ее

генеральная ориентация, с центром относительно этой точки. Затем конструируется дескриптор — вектор, особым образом описывающий область вокруг детектированной точки, формализующий ее для дальнейшего прослеживания. Аналогично методу Speeded Up Robust Features (SURF), предложенному в (Bay et al., 2006), расчет ориентации выполняется в круговой области с радиусом $6\sigma_i$ и шагом дискретизации σ_i . Для каждого представления из этой области вычисляются производные первого порядка L_x и L_y , центрированные в особой точке. Затем отклики производных представляются как точки в векторном пространстве, а генеральное направление вычисляется суммированием откликов внутри скользящего кругового сегмента, охватывающего угол $\pi/3$. Генеральное направление окрестности рассматриваемой особой точки соответствует направлению самого длинного вектора.

Построение дескриптора особой точки, для которой уже определено ее генеральное направление, выполняется с помощью модифицированной для нелинейного многомасштабного пространства версии дескриптора SURF. Для детектированной особой точки на масштабе σ_i вычисляются производные первого порядка L_x и L_y относительно прямоугольной области размером $24\sigma_i \times 24\sigma_i$ (размер определен экспериментально). В свою очередь эта область разбивается на участки размером $9\sigma_i \times 9\sigma_i$ с областью перекрытия в $2\sigma_i$. Для каждой области вычисляется отклик производной Гаусса ($\sigma_1 = 2,5\sigma_i$), центрированный относительно центра области, и суммируется в вектор-дескриптор: $d_v = (\sum L_x, \sum L_y, \sum |L_x|, \sum |L_y|)$. Затем каждый вектор из этих областей сглаживается функцией Гаусса ($\sigma_2 = 1,5\sigma_i$), определенной на области 4×4 и центрированной относительно особой точки. На основе полученного генерального направления окрестности особой точки, каждая область из рассматриваемой прямоугольной области поворачивается согласно полученному генеральному направлению. Дополнительно вычисляются производные в соответствии с этим направлением. В завершение полученный дескриптор нормализуется в 64-битный вектор относительных единиц для достижения инвариантности к контрасту изображения.

Далее осуществляется процедура *сопоставления дескрипторов*, которая на выходе дает однозначные соответствия между обнаруженными на первом и втором изображении особыми точками — результирующий вектор, которому соответствует перемещение морского льда. Сопоставление полученных дескрипторов осуществляется в евклидовом пространстве, на основе критерия близости векторов, предложенного в (Lowe, 2004), и порогового значения, равного 0,75.

На последнем этапе применяется разработанная авторами статьи *процедура отсеивания ошибочных векторов*, которые могут возникать во время расчетов. Для этого рассматривается каждый из полученных векторов, при этом для каждого из них должно выполняться два условия:

- у вектора имеется не менее четырех соседних векторов в радиусе фильтрации, величина которого определяется практической задачей (подготовка карт для обеспечения задач плавания во льдах, верификация моделей и пр.), исходным разрешением снимка и средней пространственной дискретностью детектированных особых точек;
- вектор согласован по направлению и величине хотя бы с тремя соседними.

Если хотя бы одно из этих условий не выполняется, рассматриваемый вектор выбраковывается.

Данный подход, на наш взгляд, позволяет успешно отсеивать ошибочные векторы, при этом учитывая физические особенности неоднородного дрейфа морского льда.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для проверки результатов работы алгоритма нами было проведено четыре экспериментальных расчета для различных районов Северного Ледовитого океана (рис. 2) с разным характером поля дрейфа. В ходе всех экспериментов нами выполнялись сопоставления результатов, полученных с применением предложенного авторами алгоритма (на основе метода AKAZE), с методом SIFT, а также с другим методом, основанным на бинарном описании особых точек, — Oriented FAST and Rotated BRIEF (ORB), предложенным в (Rublee et al., 2011). Также выполнено сопоставление с результатами расчетов Датского технического университета (DTU), выполненных с использованием кросс-корреляционного метода (MCC).

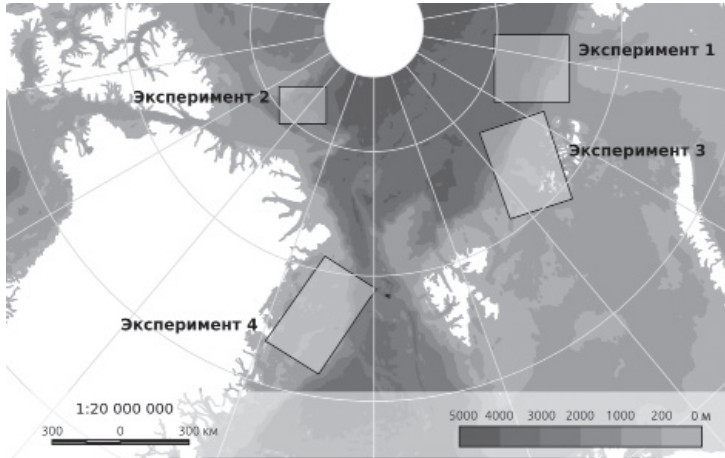


Рис. 2. Схема районов, для которых выполнялись расчеты.

Эксперимент 1

В первом эксперименте расчеты выполнялись для области Арктического бассейна к северу от Карского моря в районе материкового склона за период 31 марта – 2 апреля 2016 г. Как показали расчеты, в это время здесь наблюдалась хорошо выраженная циклональная циркуляция морских льдов. На рис. 3 приведены результирующие векторы дрейфа, полученные с использованием методов AKAZE (а), SIFT (б) и ORB (в). Хорошо видно, что использование подхода, основанного на применении нелинейной диффузии — AKAZE (рис. 3а), позволило получить данные о поле дрейфа льда, существенно превосходящие по плотности результаты двух других методов (рис. 3б, в).

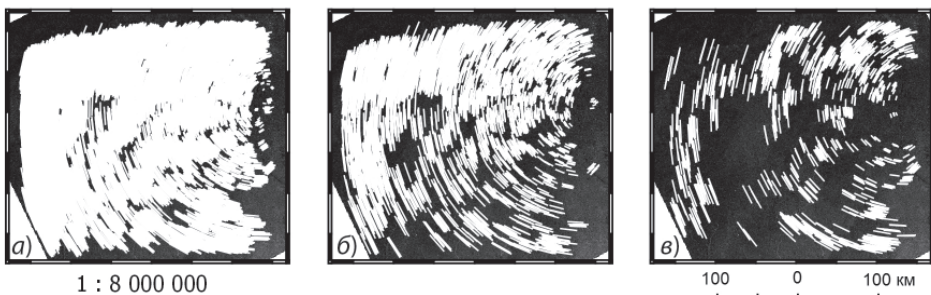


Рис. 3. Результирующие векторы дрейфа для AKAZE (а), SIFT(б) и ORB(в) для эксперимента 1.

Количественная характеристика плотности расчетного поля векторов дрейфа (эксперимент 1)

Метод	Количество векторов	Среднее расстояние, м	Медианное расстояние, м
AKAZE	18594	921,7	800,6
SIFT	3544	1875,3	1506,2
ORB	1192	2110,0	1256,5

Для количественной оценки плотности покрытия расчетными данными о поле дрейфа ниже приводятся статистики расстояний между каждой и ближайшей для нее из других детектированных начальных точек (табл. 1, рис. 4).

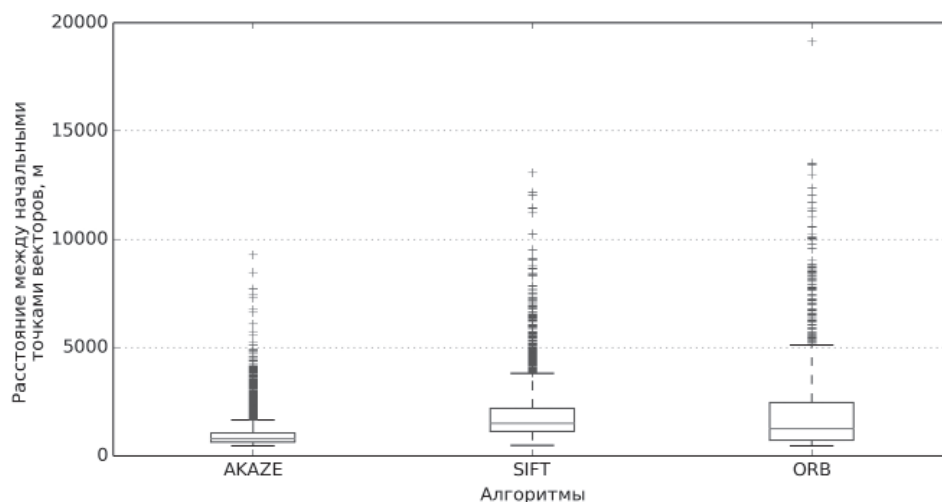


Рис. 4. Статистики расстояний между начальными точками векторов дрейфа (эксперимент 1).

Количественная оценка средних и медианных расстояний между началами векторов дрейфа показывает, что метод, основанный на многомасштабном представлении SAR-изображений, с применением нелинейной диффузии (AKAZE) обеспечил детектирование наибольшего количества особых точек с наиболее плотным и равномерным покрытием данными — со средним расстоянием между векторами менее 1 км. В случае SIFT и ORB эти показатели ниже до двух раз. Следует отметить, что векторы, полученные с помощью SIFT, имеют более равномерное покрытие, чем для ORB.

Эксперимент 2

Для второго эксперимента нами были выбраны изображения в районе в море Линкольна за период 2–3 марта 2016 г. В данном случае характер поля дрейфа был прямолинейно-направленным. Результаты расчетов приведены на рис. 5.

Количество результирующих векторов, полученных в случае применения метода, основанного на нелинейной фильтрации изображений, как и в первом эксперименте, является наибольшим, в несколько раз превышающим количество векторов, рассчитанных другими методами (табл. 2). Применение SIFT и ORB дает примерно одинаковое количество векторов, однако следует отметить, что поле векторов дрей-

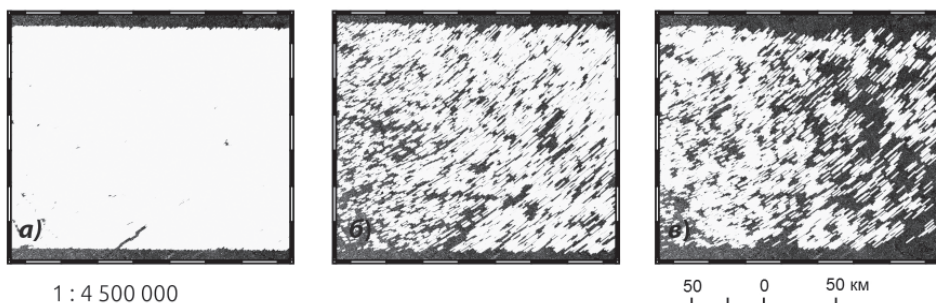


Рис. 5. Результирующие векторы дрейфа для AKAZE (а), SIFT (б) и ORB (в) для эксперимента 2.

Таблица 2

Количественная характеристика плотности расчетного поля векторов дрейфа (эксперимент 2)

Метод	Количество векторов	Среднее расстояние, м	Медианное расстояние, м
AKAZE	42803	597,7	568,8
SIFT	8157	990,5	879,1
ORB	7992	820,6	635,7

фа, полученное с помощью SIFT, как и в эксперименте 1, имеет более равномерное распределение (рис. 5). На рис. 6 это также подтверждается по расположению ряда точек в верхней части диаграммы для ORB.

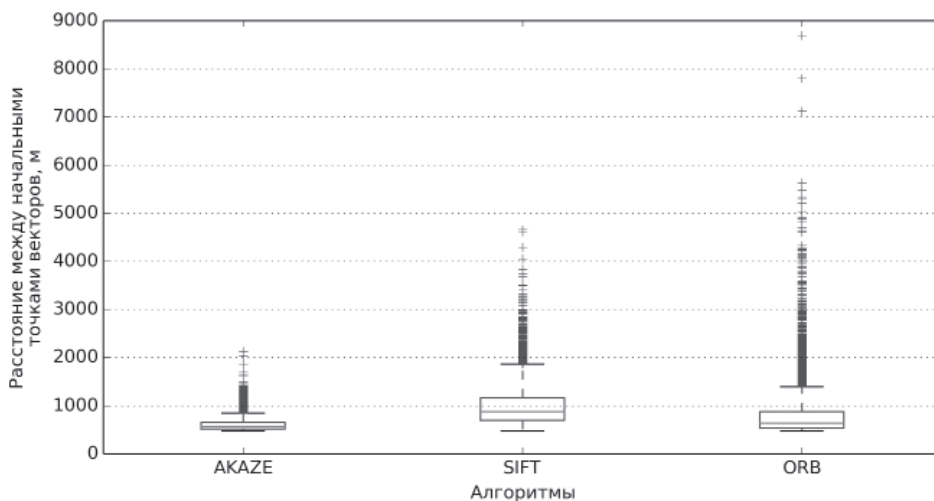


Рис. 6. Статистики расстояний между начальными точками дрейфа (эксперимент 2).

Эксперимент 3

В задачу эксперимента 3 (а также и эксперимента 4) входило сопоставление результатов, полученных с помощью широко применяемого кросс-корреляционного метода и предлагаемого алгоритма, на основе многомасштабного представления SAR-изображений с применением нелинейной диффузии. Выбор для сравнения одного

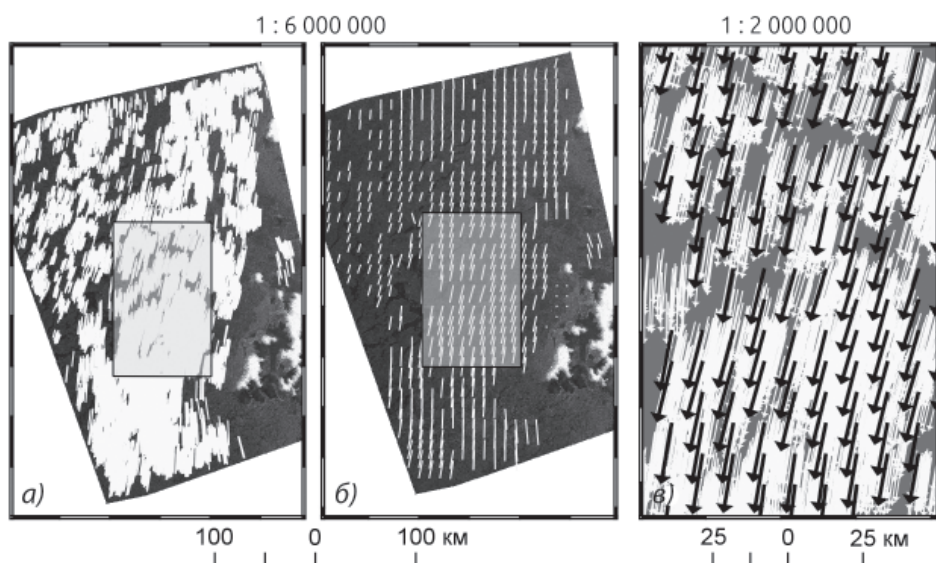


Рис. 7. Результаты расчетов с использованием: кросс-корреляционного (а) и предлагаемого (б) алгоритмов, а также участок изображения с векторами, полученными с помощью обоих алгоритмов (в) (эксперимент 3). На рис. 7в черным цветом показаны результаты кросс-корреляционного метода, белым цветом — предлагаемого алгоритма.

из методов семейства кросс-корреляционных алгоритмов для расчета дрейфа льда был сделан из-за приемлемого компромисса между плотностью получаемых данных дрейфа и вычислительными затратами. В общем случае эти алгоритмы применялись для прослеживания отдельных особенностей морского льда (трещин, отдельных льдин) в прикромочных зонах и были менее эффективны для районов сплоченных льдов как в высокоширотной Арктике, так и в окраинных морях.

Эксперимент 3 был проведен для пары изображений за 2–3 мая 2016 г. На рис. 7 приведены поля, полученные на основе предлагаемого алгоритма и кросс-корреляционного подхода по данным DTU (Pedersen et al., 2015). Хорошо видно, что предлагаемый метод не только не уступает, но и превосходит кросс-корреляционный алгоритм по плотности покрытия векторами дрейфа. Например, на рис. 7в видно, что с помощью кросс-корреляционного метода не удалось восстановить дрейф ледяных полей в левой части участка изображения.

Эксперимент 4

Для эксперимента 4 была выбрана пара изображений за 11–12 мая 2016 г., покрывающая район прикромочной зоны в проливе Фрама, где для дрейфа морского льда характерен интенсивный выносной режим. Выводы, которые можно сделать по результатам данного эксперимента, аналогичны полученным в ходе предыдущего. Предлагаемый метод не только не уступает, но и превосходит кросс-корреляционный, как по плотности данных, так и по пространственному охвату. Также следует отметить преимущества предлагаемого алгоритма для определения дрейфа в прикромочной зоне (рис. 8в). В правой нижней части участка изображения векторы дрейфа удалось получить только с помощью предлагаемого нового метода прослеживания особых точек с использованием нелинейной диффузии.

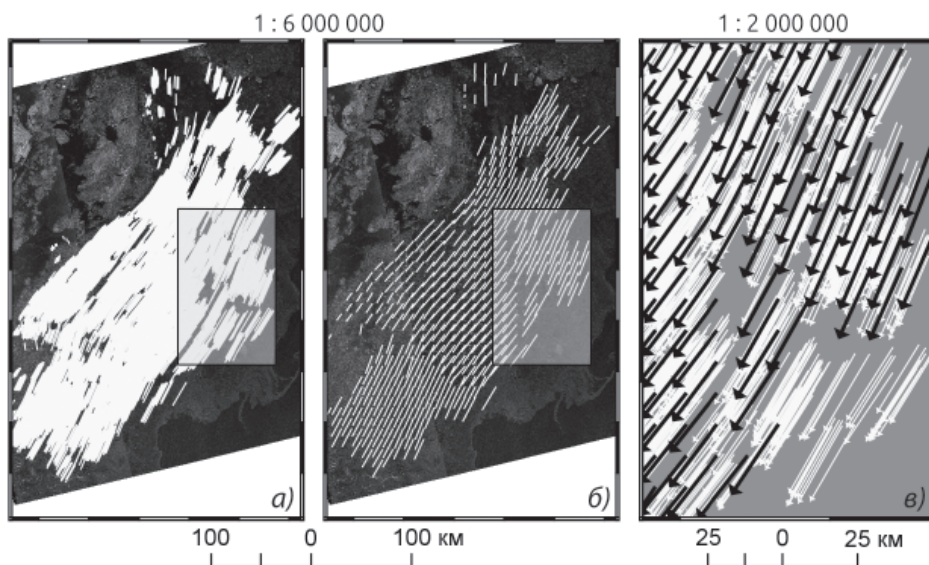


Рис. 8. Результаты расчетов с использованием кросс-корреляционного (а) и предлагаемого (б) алгоритмов, а также участок изображения с векторами, полученными с помощью обоих алгоритмов (в) (эксперимент 4). На рис. 8в черным цветом показаны результаты кросс-корреляционного метода, белым цветом — предлагаемого.

ВАЛИДАЦИЯ

Для валидации результатов расчетов для всех использованных в данной работе алгоритмов нами был подготовлен массив векторов дрейфа, полученных вручную визуальным методом, когда начала и концы векторов дрейфа определялись ледовым экспертом с использованием настольной ГИС. Полученные эталонные векторы сравнивались с расчетными. В качестве критерия сравнения был установлен порог расстояния между началами сравниваемых векторов, равный 3 км (векторы, между началами которых было большее расстояние, — не сравнивались). На основе 123 сопоставлений среднеквадратическое отклонение магнитуд векторов дрейфа, рассчитанных по предложенному алгоритму, от данных, полученных интерактивным методом, составляет 236 м (рис. 9а). Отклонение азимутального направления дрейфа составляет 15° (рис. 9б), в то время как для кросс-корреляционного метода эти значения составляют 344 м (рис. 9г) и 15° (рис. 9з) соответственно.

Методы SIFT и ORB демонстрируют близкую с AKAZE точность, однако, как было показано, они имеют существенно меньшую эффективность выделения особых точек в случае использования SAR-изображений и при различных неоднородных ледовых условиях (сплоченность, наличие прикромочных зон и пр.). Таким образом, метод прослеживания особых точек с использованием нелинейной диффузии имеет большую универсальность и позволяет получать более высокую плотность данных (подробнее до одного порядка) для решения задачи восстановления дрейфа морского льда по последовательным SAR-изображениям, в том числе и по сравнению с кросс-корреляционным методом.

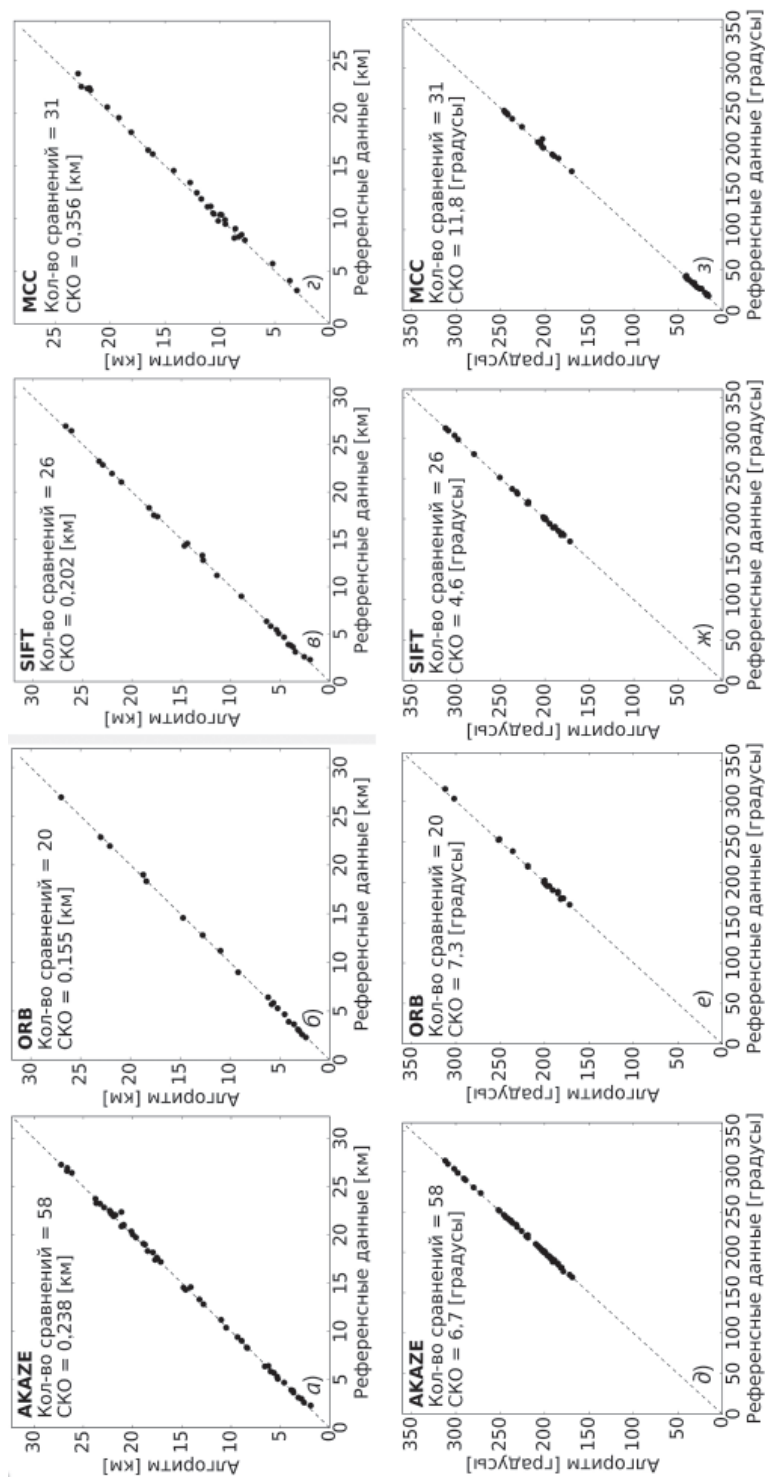


Рис. 9. Валидация величины и направления векторов дрейфа морских льдов: AKAZE (а, д), ORB (б, е), SIFT (в, ж), кросс-корреляционный (MCC) (з, з).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные о дрейфе льда являются важными не только для решения тактических задач обеспечения безопасности плавания во льдах и других морских операций, но и для совершенствования численных моделей. В работе (Rampal et al., 2009) показано, что только модели с упрощенным описанием физики морского льда, позволяют получить близкие к наблюдаемым величины скоростей дрейфа, поэтому для настройки и валидации моделей видится целесообразным использование данных о полях дрейфа, основанных на результатах дистанционного зондирования и полученных на их основе характеристик динамики льда второго порядка — деформационных характеристик морского льда. Для расчета и изучения последних требуются данные дрейфа льда высокого разрешения — с пространственным шагом менее 1 км, достичь которого с использованием традиционного кросс-корреляционного метода затруднительно. В результате проведенного исследования выполнен анализ современных методов детектирования, описания и прослеживания особых точек на спутниковых изображениях ледяного покрова и предложен оригинальный алгоритм восстановления полей дрейфа морского льда на основе пары последовательных спутниковых SAR-изображений с применением многомасштабного представления изображений с использованием фильтрации на основе нелинейной диффузии, который позволяет учесть физическую природу формирования шума в SAR-системах и применять процедуру подавление шума адаптивно, на участках изображения, где это необходимо. Предложенный подход позволяет не только сохранить полезные особенности изображения для его дальнейшего описания и прослеживания, но и повысить точность локализации. Разработанный алгоритм превосходит ранее применявшиеся как по плотности данных, так и по пространственному охвату, особенно в прикомочных районах, и позволяет получить поля фактического дрейфа льда субкилометрового разрешения, на основе широкополосных SAR-данных (100 м в 1 пикселе), с точность около 200 м на интервале 1–3 суток. Полученный результат можно считать важным шагом в разработке автоматических алгоритмов расчета полей дрейфа морского льда.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации в рамках проекта Федеральной целевой программы «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2014–2020 годы» по теме «Суда и волны в полярных регионах» (Соглашение № 14.618.21.0005, Уникальный идентификатор проекта: RFMEFI61815X0005).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Рахина Т.В., Александров В.Ю., Бушуев А.В., Сандвен С. Определение дрейфа льдов по радиолокационным изображениям спутника «Океан» с использованием кросс-корреляционного алгоритма // Исследование Земли из космоса. 1998. № 4. С. 107–115.
- Alcantarilla P.F., Bartoli A., Davison A.J. KAZE features // Computer Vision — ECCV 2012. Berlin; Heidelberg: Springer, 2012. P. 214–227.
- Bay H., Tuytelaars T., Van Gool L. Surf: Speeded up robust features // Computer vision — ECCV 2006. Berlin; Heidelberg: Springer, 2006. P. 404–417.
- Bretzner L., Lindeberg T. Feature Tracking with Automatic Selection of Spatial Scales // Computer Vision and Image Understanding. 1998. Vol. 71. № 3. P. 385–392.

- Collins M.J., Emery W.J.* A computational method for estimating sea ice motion in sequential Seasat synthetic aperture radar imagery by matched filtering // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1988. Vol. 93. № C8. P. 9241–9251.
- Curlander J., Holt B., Hussey K.* Determination of sea ice motion using digital SAR imagery // *IEEE Journal of Oceanic Engineering*. 1985. № 4. P. 358–367.
- Dellinger F. et al.* SAR-SIFT: A SIFT-like algorithm for applications on SAR images // *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. 2012. P. 3478–3481.
- Dorado-Munoz L.P., Velez-Reyes M., Mukherjee A., Roysam B.* A Vector SIFT Detector for Interest Point Detection in Hyperspectral Imagery // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*. 2012. № 11. P. 4521–4533.
- Duits R. et al.* On the axioms of scale space theory // *Journal of Mathematical Imaging and Vision*. 2004. Vol. 20. № 3. P. 267–298.
- Fily M., Rothrock D.A.* Quantitative use of satellite SAR imagery of sea ice // *Advances in Space Research*. 1987. Vol. 7. № 11. P. 323–326.
- Goncalves H., Corte-Real L., Goncalves J.A.* Automatic image registration through image segmentation and SIFT // *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*. 2011. Vol. 49. № 7. P. 2589–2600.
- Grewenig S., Weickert J., Bruhn A.* From Box Filtering to Fast Explicit Diffusion // *Lecture Notes in Computer Science*. 2010. P. 533–542.
- Hall R.T., Rothrock D.A.* Sea ice displacement from Seasat synthetic aperture radar // *Journal of Geophysical Research*. 1981. Vol. 86. № C11. P. 11078–11082.
- Karvonen J.* Operational SAR-based sea ice drift monitoring over the Baltic Sea // *Ocean Sci. Discuss*. 2012. Vol. 9. № 1. P. 359–384.
- Koenderink Jan J.* The structure of images // *Biol. Cybern.* 1984. Vol. 50. № 5. P. 363–370.
- Komarov A.S., Barber David G.* Sea Ice Motion Tracking From Sequential Dual-Polarization RADARSAT-2 Images // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*. 2014. Vol. 52. № 1. P. 121–136.
- Kwok R., Tsatsoulis C.* Analysis of SAR Data of the Polar Oceans. Berlin; Heidelberg: Springer, 1998. P. 235–259.
- Lowe D.G.* Distinctive image features from scale-invariant keypoints // *International journal of computer vision*. 2004. Vol. 60. № 2. P. 91–110.
- Ninnis R.M., Emery W.J., Collins M.J.* Automated extraction of pack ice motion from advanced very high resolution radiometer imagery // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1986. Vol. 91. № C9. P. 10725–10734.
- Pedersen L.T., Saldo R., Fenger-Nielsen R.* Sentinel-1 results: Sea ice operational monitoring // *Proceedings of Igarss IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. 26–31 July 2015. P. 2828–2831.
- Perona P., Malik J.* Scale-space and edge detection using anisotropic diffusion // *Pattern Analysis and Machine Intelligence, IEEE Transactions on*. 1990. Vol. 12. № 7. P. 629–639.
- Rampal P., Weiss J., Marsan D.* Positive trend in the mean speed and deformation rate of Arctic sea ice, 1979–2007 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2009. Vol. 114. № C5. doi: 10.1029/2008JC005066
- Rublee E., Rabaud V., Konolige K., Bradski G.* ORB: an efficient alternative to SIFT or SURF // *IEEE I. Conf. Comp. Vis. (ICCV)*. 6–13 November 2011. P. 2564–2571.
- Schwind P. et al.* Applicability of the SIFT operator to geometric SAR image registration // *International Journal of Remote Sensing*. 2010. Vol. 31. № 8. P. 1959–1980.
- Thomas M., Geiger C.A., Kambhamettu C.* High resolution (400 m) motion characterization of sea ice using ERS-1 SAR imagery // *Cold Regions Science and Technology*. 2008. Vol. 52. № 2. P. 207–223.

Vesecky J.F., Samadani R., Smith M.P., Daida J.M., Bracewell R.N. Observation of sea ice dynamics using synthetic aperture radar images: automated analysis // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 1988. Vol. 26. № 1. P. 38–48

Wang S., You H., Fu K. BFSIFT: A novel method to find feature matches for SAR image registration // Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE. 2012. Vol. 9. №. 4. P. 649–653.

D.M. DEMCHEV, V.A. VOLKOV, V.S. KHMELEVA, E.E. KAZAKOV

SEA ICE DRIFT RETRIEVAL FROM SAR USING FEATURE TRACKING

The state of the art methods for sea ice drift retrieval from sequential SAR images are described. An original algorithm based on scale-spaced image representation that efficient both to noise suppression and signal preserving is proposed. The validation of the algorithm against the manual-derived reference data presented. Its advantages demonstrated in comparison with previously developed algorithms using Sentinel-1a data.

Keywords: sea ice drift, SAR, satellite data, Arctic.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ АНОМАЛИЙ ЛЕДОВИТОСТИ В ТАТАРСКОМ ПРОЛИВЕ

канд. геогр. наук В.П. КАРКЛИН¹, д-р геогр. наук Е.У. МИРОНОВ¹,
канд. геогр. наук В.В. ИВАНОВ¹, научн. сотр. С.П. ШКОРБА²

¹ — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: karklin@aari.ru

² — Тихоокеанский океанологический институт (ТОИ) ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: pvi711@yandex.ru

Выполнен анализ ледовых условий в Татарском проливе за период 1950–2016 гг. Приведены оценки повторяемости крупных аномалий ледовитости (положительных и отрицательных). Выявлено, что крупные аномалии ледовитости, а следовательно, тяжелые или легкие ледовые условия, не обязательно формируются температурными условиями в суровые или мягкие зимы, значительную роль в их формировании играют аномальные перестройки крупномасштабных атмосферных процессов в тихоокеано-американском регионе. Показана связь крупных аномалий ледовитости с соответствующими разновидностями типов атмосферной циркуляции.

На основании анализа климатических трендов в изменениях западной формы атмосферной циркуляции и температуры воздуха за период 1900–2016 гг. дана прогностическая оценка повышенной повторяемости легких ледовых условий в Татарском проливе в ближайшие годы.

Ключевые слова: Японское море, Татарский пролив, аномалии ледовитости, аномалии температуры воздуха, типы атмосферной циркуляции, климатические тренды.

ВВЕДЕНИЕ

Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (АНИИ) в течение осенне-зимних сезонов 2006–2016 гг. проводит ежедневный спутниковый мониторинг развития ледовых условий в Татарском проливе для гидрометеорологического обеспечения танкеров, вывозящих углеводородное сырье от терминала в пункте Де-Кастри (Миронов и др., 2008). Используемая для оперативного обеспечения плаваний в Татарском проливе спутниковая информация позволяет с суточной дискретностью определять ледовитость, сплоченность и возраст (толщину) льда, что также позволяет дополнять режимные характеристики ледяного покрова в проливе, установленные в период авиационных ледовых разведок.

Анализ полученных за эти годы материалов убедительно показывает, что, несмотря на возросшие технические возможности специализированных судов, сохраняется их значительная зависимость от состояния ледяного покрова в проливе, особенно в сезоны с тяжелыми ледовыми условиями. Поэтому исследование условий формирования крупных аномалий ледовитости (площади распространения льда) в проливе представляется актуальным, как в практическом, так и в научном отношении.

Для поставленной задачи использованы данные о ледовитости в Татарском проливе за период 1950–2016 гг. Часть данных содержится в отчетах о ледовых авиаразведках на

дальневосточных морях за период 1950–1990 гг. (Фонды ААНИИ). Данные за период 1991–2005 гг., полученные по наблюдениям с ИСЗ, предоставлены сотрудниками Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН. Данные за период 2006–2016 гг. получены за годы оперативного обеспечения навигации в проливе специалистами ААНИИ.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В ТАТАРСКОМ ПРОЛИВЕ

Значительная меридиональная протяженность пролива (около 700 км), его положение между холодным зимой азиатским материком и теплым Тихим океаном определяют как многообразие гидрометеорологических условий в проливе, так и особенности формирования и развития ледяного покрова в нем.

Меридиональный контраст температуры воздуха усиливается циркуляцией водных масс в проливе. На глубоководный район в южной части Татарского пролива

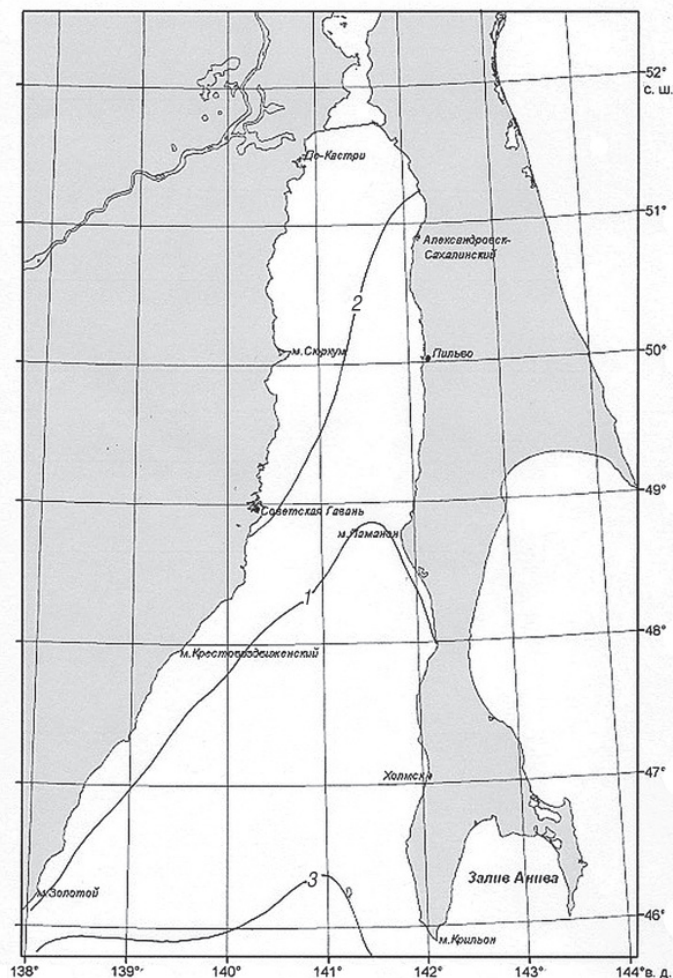


Рис. 1. Положение кромок ледяного покрова в период его максимального развития (февраль) в Татарском проливе (1 — среднее, 2 — минимальное, 3 — максимальное).

распространяется ветвь теплого и соленого Цусимского течения. Вдоль побережья азиатского континента с северной части Татарского пролива на юг распространяется холодное Приморское течение. Приморское течение особенно выражено зимой, когда над проливом преобладают северные и северо-западные ветры.

В зимний период относительно теплые воды Цусимского течения выклиниваются вблизи сахалинского побережья на широтах около $48-50^{\circ}$ с.ш. и сдерживают продвижение кромки льда к югу. Под влиянием Приморского течения льды дрейфуют вдоль восточного побережья пролива и распространяются за его пределы. В результате противоположного влияния этих течений, кромка льда в проливе вытянута от сахалинского побережья на юго-запад к материковому побережью, как это показано на рис. 1. Положение кромок льда на рис. 1 соответствует среднему, максимальному и минимальному распространению льда в Татарском проливе в феврале. Для его построения использованы данные о вероятности встречи со льдами в проливе (Гидрометеорология и гидрохимия морей, 2003), а также ледовые карты за период обеспечения плаваний танкеров специалистами ААНИИ.

Согласно историческим данным, в годы с максимумом ледовитости лед заполняет весь Татарский пролив и спускается к острову Хоккайдо (Гидрометеорология и гидрохимия морей, 2003).

Как показывает опыт гидрометеорологического обеспечения навигации в Татарском проливе, в зимние месяцы над проливом преобладают ветры северных румбов, и льды дрейфуют в южном и юго-восточном направлении. В западной части пролива дрейф льда усиливается Приморским течением. В результате в северо-западной части пролива в течение всей зимы образуются зоны с чистой водой, в которых почти сразу начинается образование начальных видов льда. В это же время в южной части пролива, в прикромочной зоне, лед разрушается и вытравливается.

Этой особенности формирования ледяного покрова в Татарском проливе способствует пространственная неравномерность температурного поля, в результате которой создаются условия одновременного образования льда на севере пролива и его таяния на юге. Так, в среднем за январь и февраль разность температуры воздуха между северной (к северу от 49° с.ш.) и южной частью пролива составляет около $7,5^{\circ}\text{C}$.

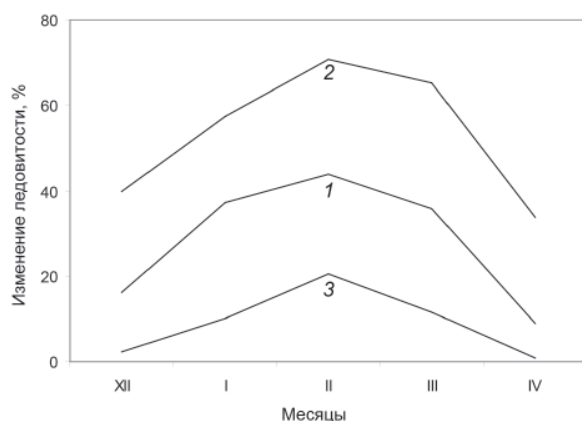


Рис. 2. Изменения средней месячной (1) максимальной (2) и минимальной (3) ледовитости в Татарском проливе по данным за период 1950–2016 гг., %.

Устойчивое ледообразование в Татарском проливе начинается в начале ноября на границе с проливом Невельского и постепенно распространяется на прибрежные заливы, а затем и на открытую акваторию северной части пролива. Развитие ледяного покрова в проливе продолжается в течение декабря–февраля. В первой половине марта ледовитость начинает уменьшаться вследствие активизации процессов таяния льда в прикромочной зоне пролива. Окончательное исчезновение льда в проливе происходит в одной из декад апреля.

В сезонном изменении ледовитости в проливе самым ледовитым месяцем является февраль (рис. 2). Связь ледовитости в феврале со средней за сезон ледовитостью (в декабре–марте) оценивается коэффициентом корреляции, близким к 0,9. Поэтому ледовитость в феврале в основном характеризует ледовые условия всего зимнего сезона и использована для анализа формирования крупных аномалий ледовитости в Татарском проливе.

МНОГОЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ ЛЕДОВИТОСТИ И ВЫДЕЛЕНИЕ ТИПОВ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ

Многолетние колебания ледовитости в Татарском проливе довольно значительны. При среднем значении в феврале, равном 44 %, ее колебания за период 1950–2016 гг. происходили в пределах 19–71 % (табл. 1).

Таблица 1

Характеристики среднемесячной ледовитости в Татарском проливе в феврале за период 1950–2016 гг., %

Характеристика	Значение
Средняя	44
Максимальная	71
Минимальная	19
Размах колебаний	52
Стандартное отклонение (σ)	10

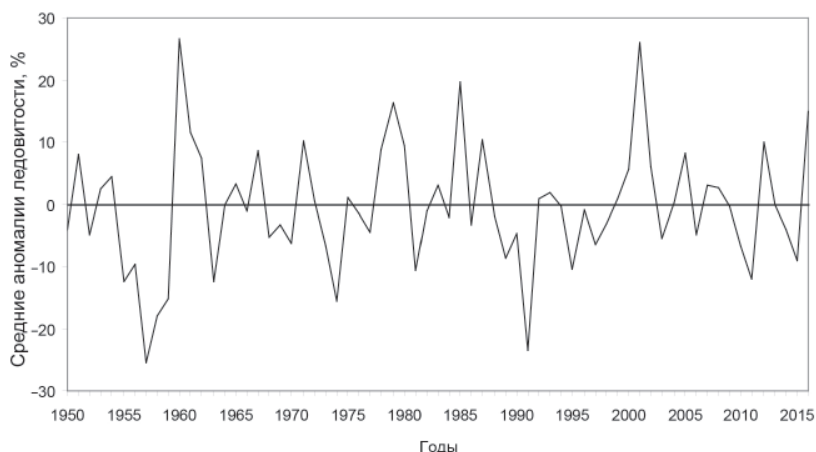


Рис. 3. Изменения средних за февраль аномалий ледовитости в Татарском проливе за период 1950–2016 гг., %.

Таблица 2

Количество лет с различными типами ледовых условий в Татарском проливе и их повторяемость (P, %) за период 1950–2016 гг.

Тип ледовых условий	Количество лет	P, %
Тяжелый	14	21
Средний	39	58
Легкий	14	21

Для оценки величины аномалии ледовитости и, соответственно, типа ледовых условий (тяжелого, среднего или легкого) в качестве критерия типизации принята величина, равная $0,8\sigma$ от значения стандартного отклонения. К крупным положительным аномалиям отнесены аномалии равные или превышающие $+0,8\sigma$, к крупным отрицательным аномалиям – аномалии равные или меньшие $-0,8\sigma$. Среднему типу условий соответствуют аномалии в диапазоне $\pm 0,8\sigma$. Многолетняя изменчивость аномалий ледовитости в феврале представлена на рис. 3.

Рассчитанные для всего ряда аномалии нормировались по стандартному отклонению и ранжировались по величине. В соответствии с принятым критерием были выделены крупные положительные, отрицательные и средние аномалии ледовитости и соответствующие им годы с тяжелым, средним и легким типами ледовых условий в Татарском проливе. Как видно из табл. 2, за период 1950–2016 гг. тяжелый и легкий тип ледовых условий наблюдались по 14 лет каждый, в остальные годы наблюдались средние ледовые условия.

В табл. 3 перечислены годы с тяжелыми и легкими ледовыми условиями и соответствующие им величины ледовитости, а также фактические и нормированные аномалии ледовитости, которые наблюдались в период 1950–2016 гг.

Таблица 3

Характеристика лет с тяжелыми и легкими ледовыми условиями в Татарском проливе в период 1950–2016 гг.
(A — величина аномалии ледовитости, σ — стандартное отклонение)

Тяжелые ледовые условия				Легкие ледовые условия			
Годы	Ледовитость, %	A, %	A/ σ	Годы	Ледовитость, %	A, %	A/ σ
1951	52	8	0,8	1955	32	-12	-1,2
1960	71	27	2,7	1956	34	-10	-1,0
1961	56	12	1,2	1957	19	-25	-2,5
1967	53	9	0,9	1958	26	-18	-1,8
1971	54	10	1,1	1959	29	-15	-1,5
1978	53	9	0,9	1963	32	-12	-1,2
1979	60	16	1,6	1974	28	-16	-1,6
1980	53	9	1,0	1981	33	-11	-1,1
1985	64	20	2,0	1989	35	-9	-0,9
1987	54	10	1,0	1991	21	-23	-2,3
2001	70	26	2,6	1995	34	-10	-1,1
2005	52	8	0,8	2002	21	-23	-2,3
2012	54	10	1,0	2011	32	-12	-1,2
2016	59	15	1,5	2015	35	-9	-0,9
Средняя	58	13	1,4	Средняя	29	-15	-1,5

Как можно видеть из табл. 3, в годы с тяжелыми ледовыми условиями ледовитость в Татарском проливе изменялась в пределах 52–71 %, в годы с легкими условиями — в пределах 19–35%.

ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРНЫХ УСЛОВИЙ НА ФОРМИРОВАНИЕ КРУПНЫХ АНОМАЛИЙ ЛЕДОВИТОСТИ

Для оценки влияния температурных условий на формирование крупных аномалий ледовитости часто используется показатель суровости зим, за который принимаются суммы градусо-дней мороза или средняя температура воздуха за период формирования ледяного покрова. Как уже упоминалось выше, максимальная ледовитость в Татарском проливе наблюдается в феврале, таким образом, формирование ледяного покрова к этому времени происходит в течение зимнего сезона, включающего четыре месяца — с ноября текущего года по февраль последующего года.

Для анализа суровости зим в Татарском проливе использованы данные станции Александровск-Сахалинский за тот же период, что и ледовитость, — 1950–2016 гг. Для района Татарского пролива эта станция является репрезентативной. К тому же наблюдения за температурой воздуха на станции ведутся регулярно с 1881 года.

Как можно видеть из табл. 4, многолетние колебания ледовых условий в Татарском проливе в течение 1950–2016 гг. происходили в интервале от –9,0 до –16,5 °С.

Таблица 4

Характеристики средней за ноябрь–февраль температуры воздуха (°С) в Александровске-Сахалинском за период 1950–2016 гг.

Характеристика	Величина
Средняя температура	–13,2
Максимальная	–9,0
Минимальная	–16,5
Размах колебаний	7,5
Стандартное отклонение (σ)	1,7

По аналогии с ледовитостью, для оценки суровости зим ряд аномалий средней за ноябрь–февраль температуры воздуха после нормирования был разбит на три типа, соответствующие мягким, средним и суровым зимам. За критерий типизации, как и в случае с ледовитостью, принималась величина, равная $0,8\sigma$. К умеренным зимам отнесены годы, в которые аномалии температур воздуха находились в интервале значений $\pm 0,8\sigma$, к суровым — аномалии температуры были равны или меньше $-0,8\sigma$ и к мягким — аномалии были равны или больше $0,8\sigma$.

Как видно из табл. 5, за период 1950–2016 гг. суровые зимы в Татарском проливе наблюдались в 17 годах, мягкие — в 18, в остальные годы зимы были умеренными.

Таблица 5

Количество лет с различными типами зим в Татарском проливе и их повторяемость (Р, %) по данным станции Александровск-Сахалинский за период 1950–2016 гг.

Тип зимы	Количество лет	Р, %
Суровая	17	25
Умеренная	32	48
Мягкая	18	27

Таблица 6

**Средние за зимние сезоны температуры воздуха (Т) и их аномалии (ΔT)(°С)
в суровые и мягкие зимы в Татарском проливе
по данным станции Александровск-Сахалинский за период 1950–2016 гг.
(σ — стандартное отклонение, $\Delta T/\sigma$ — нормированные аномалии температуры)**

Суровые зимы				Мягкие зимы			
Сезоны	Т	ΔT	$\Delta T/\sigma$	Сезоны	Т	ΔT	$\Delta T/\sigma$
1950–1951	–14,5	–1,3	–0,8	1955–1956	–11,7	1,5	0,9
1952–1953	–16,5	–3,3	–2,0	1956–1957	–11,4	1,8	1,0
1953–1954	–14,7	–1,5	–0,9	1957–1958	–11,9	1,3	0,8
1966–1967	–15,2	–2,0	–1,1	1961–1962	–11,9	1,3	0,8
1968–1969	–15,3	–2,1	–1,2	1970–1971	–11,2	2,0	1,2
1977–1978	–14,7	–1,5	–0,9	1973–1974	–11,9	1,4	0,8
1984–1985	–15,2	–2,0	–1,2	1975–1976	–11,2	2,0	1,2
1985–1986	–15,7	–2,5	–1,4	1980–1981	–11,9	1,3	0,8
1986–1987	–14,7	–1,5	–0,9	1990–1991	–9,4	3,9	2,3
1987–1988	–15,1	–1,9	–1,1	2006–2007	–11,9	1,4	0,8
1991–1992	–14,9	–1,7	–1,0	2007–2008	–11,8	1,4	0,8
1993–1994	–14,8	–1,6	–0,9	2008–2009	–10,8	2,4	1,4
1997–1998	–15,2	–2,0	–1,2	2009–2010	–11,0	2,2	1,3
1999–1999	–16,0	–2,8	–1,7	2010–2011	–9,2	4,0	2,4
2000–2001	–14,6	–1,4	–0,8	2012–2013	–10,5	2,7	1,6
2002–2003	–16,2	–3,0	–1,7	2013–2014	–10,3	2,9	1,7
2003–2004	–15,6	–2,4	–1,4	2014–2015	–9,0	4,3	2,5
Средняя	–15,2	–2,0	–1,2	2015–2016	–11,6	1,6	1,0
				Средняя	–10,9	–2,3	1,3

Годы с суровыми и мягкими зимами в Татарском проливе и соответствующие им температуры и их аномалии приведены в табл. 6.

Как можно видеть из табл. 6, средняя за зимний сезон (ноябрь–февраль) температура воздуха в суровые зимы изменялась в пределах –14,5...–16,5 °С, в мягкие зимы в пределах –9,0...–11,9 °С.

Обычно тяжелые или легкие ледовые условия обусловлены суровыми или мягкими зимами соответственно. В табл. 7 сопоставлены нормированные аномалии температуры воздуха и ледовитости в годы с суровыми и мягкими зимами.

Полужирным шрифтом в табл. 7 выделены крупные аномалии ледовитости в суровые и мягкие зимы. Из таблицы можно видеть, что из 17 суровых зим только в 6 зимах наблюдались крупные положительные аномалии ледовитости и, соответственно, тяжелые ледовые условия (35 %). Только в 8 мягких зимах из 18 ледовые условия были легкими (44 %). В мягкие зимы 1970–1971 и 2015–2016 гг. в Татарском проливе сформировались даже тяжелые ледовые условия с крупными положительными аномалиями. В остальные зимы этого типа ледовые условия были средними.

Температуры воздуха и их аномалии, при которых формируются тяжелые или легкие ледовые условия в Татарском проливе, приведены в табл. 8.

В суровые зимы тяжелые ледовые условия наблюдались в 6 случаях (в табл. 8 выделены жирным шрифтом). В 5 случаях эти ледовые условия формировались при

Таблица 7

**Сопоставление нормированных аномалий температуры воздуха и ледовитости
в суровые и мягкие зимы в Татарском проливе**

Суровые зимы			Мягкие зимы		
Сезоны	Температура	Ледовитость	Сезоны	Температура	Ледовитость
1950–1951	–0,8	0,8	1955–1956	0,9	–1,0
1952–1953	–2,0	0,3	1956–1957	1,2	–2,5
1953–1954	–0,9	0,4	1957–1958	0,8	–1,8
1966–1967	–0,9	0,9	1961–1962	0,9	0,6
1968–1969	–1,2	–0,3	1970–1971	1,3	1,0
1977–1978	–0,9	0,9	1973–1974	0,9	–1,6
1984–1985	–1,2	2,0	1975–1976	1,3	–0,2
1985–1986	–1,4	–0,3	1980–1981	0,8	–1,1
1986–1987	–0,9	1,0	1990–1991	2,4	–2,3
1987–1988	–1,1	–0,2	2006–2007	0,9	0,3
1991–1992	–1,0	0,1	2007–2008	0,9	0,3
1993–1994	–0,9	0,0	2008–2009	1,5	0,0
1997–1998	–1,2	–0,3	2009–2010	1,4	–0,6
1999–1999	–1,7	0,1	2010–2011	2,4	–1,2
2000–2001	–0,8	2,6	2012–2013	1,7	0,0
2002–2003	–2,2	–0,6	2013–2014	1,9	–0,4
2003–2004	–1,4	0,0	2014–2015	2,5	–0,9
			2015–2016	1,0	1,5

Таблица 8

Характеристики температуры воздуха при тяжелых и легких ледовых условиях, °С

Тяжелые условия				Легкие условия			
Сезоны	Т	ΔT	$\Delta T/\sigma$	Сезоны	Т	ΔT	$\Delta T/\sigma$
1950–1951	–14,5	–1,3	–0,8	1954–1955	–12,8	0,4	0,3
1959–1960	–13,4	–0,2	–0,1	1955–1956	–11,7	1,5	0,9
1960–1961	–14,3	–1,1	–0,6	1956–1957	–11,4	1,8	1,2
1966–1967	–15,2	–2,0	–1,1	1957–1958	–12,0	1,3	0,8
1970–1971	<i>–11,2</i>	<i>2,0</i>	<i>1,3</i>	1958–1959	–12,5	0,7	0,5
1977–1978	–14,7	–1,5	–0,9	1962–1963	–12,2	1,0	0,6
1978–1979	–13,2	0,0	0,0	1973–1974	–11,9	1,4	0,9
1979–1980	–13,4	–0,2	–0,1	1980–1981	–12,0	1,3	0,8
1984–1985	–15,2	–2,0	–1,2	1988–1989	–12,8	0,4	0,2
1986–1987	–14,7	–1,5	–0,9	1990–1991	–9,4	3,9	2,4
2000–2001	–14,6	–1,4	–0,8	1994–1995	–13,4	–0,2	–0,1
2004–2005	–14,2	–1,0	–0,6	2001–2002	–13,5	–0,3	–0,2
2011–2012	<i>–12,4</i>	<i>0,8</i>	<i>0,6</i>	2010–2011	–9,2	4,0	2,4
2015–2016	<i>–11,6</i>	<i>1,6</i>	<i>1,0</i>	2014–2015	–9,0	4,3	2,5

средних аномалиях температуры воздуха того же знака, то есть — в умеренные зимы. В трех случаях тяжелые ледовые условия наблюдались при положительных аномалиях температуры воздуха (выделены курсивом), то есть в мягкие зимы.

В большинстве зимних сезонов легкие ледовые условия формировались при крупных положительных аномалиях температуры воздуха (выделены жирным шрифтом), в остальные сезоны — в основном (за исключением двух случаев) при средних положительных аномалиях того же знака, то есть в умеренные зимы (табл. 8).

Вполне естественно, что легкие ледовые условия в Татарском проливе формируются на повышенном температурном фоне (аномально высоком или среднем), однако феномен формирования тяжелых ледовых условий в мягкие зимы нуждается в объяснении.

ВЛИЯНИЕ КРУПНОМАСШТАБНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ КРУПНЫХ АНОМАЛИЙ ЛЕДОВИТОСТИ

Как показал опыт оперативного обеспечения плаваний танкеров в Татарском проливе, формирование ледяного покрова в проливе и изменчивость ледовых условий в значительной степени обусловлены взаимодействием крупномасштабных атмосферных процессов при различных типах атмосферной циркуляции. Для оценки влияния крупномасштабных атмосферных процессов на формирование крупных аномалий ледовитости в Татарском проливе использовались данные многолетнего каталога типов макросиноптических процессов в тихоокеано-американском секторе Северного полушария по классификации А.А. Гирса (Гирс, 1948). По этой классификации выделяются три основных типа циркуляции атмосферы: зональный (З) и два меридиональных (M_1 и M_2).

Для каждого типа характерна географическая ориентация основных блокирующих гребней антициклонов, влияющих на положение высотной фронтальной зоны (ведущего потока в средней тропосфере) и высокоширотные или низкоширотные траектории циклонов в системе алеутского минимума.

По данным каталога типов атмосферной циркуляции были рассчитаны аномалии количества дней с различными типами атмосферной циркуляции в среднем за

Таблица 9

**Нормированные аномалии ледовитости ($\Delta L/\sigma$) и температуры воздуха ($\Delta T/\sigma$),
аномалии количества дней с различными типами атмосферной циркуляции
и разновидности типов атмосферной циркуляции
в сезоны с тяжелыми ледовыми условиями в Татарском проливе**

Сезоны	$\Delta L/\sigma$	$\Delta T/\sigma$	Аномалии типов циркуляции			Тип циркуляции
			З	M_1	M_2	
1950–1951	0,82	–0,8	–28	2	26	M_2
1959–1960	2,70	–0,1	27	–13	–14	Z_B
1960–1961	1,18	–0,6	10	–16	6	$Z_B + M_2$
1966–1967	0,88	–1,1	3	–28	25	$M_2 + Z$
1970–1971	1,03	1,3	4	29	–33	$M_1 + Z_H$
1977–1978	0,90	–0,9	2	–9	7	$Z_B + M_2$
1978–1979	1,66	0,0	23	2	–25	$Z_H + M_1$
1979–1980	0,96	–0,1	20	–7	–12	Z_B
1984–1985	1,99	–1,2	35	–2	–33	Z_B
1986–1987	1,04	–0,9	36	–3	–33	Z_B
2000–2001	2,63	–0,8	8	–16	8	$Z_B + M_2$
2004–2005	0,83	–0,6	–11	–1	12	M_2
2011–2012	1,01	0,6	10	2	–12	$Z_H + M_1$
2015–2016	1,50	1,0	–10	8	2	M_1

Примечание: Z_B , Z_H — западный тип атмосферной циркуляции с высокоширотными и низкоширотными траекториями циклонов соответственно.

ноябрь–февраль и разновидности типов циркуляции для сезонов с тяжелыми и легкими ледовыми условиями. Результаты расчетов сопоставлены с нормированными аномалиями ледовитости и температуры воздуха и представлены в таблицах 9 и 10.

Из табл. 9 видно, что *тяжелые ледовые условия* в основном формируются на пониженном температурном фоне при повышенной повторяемости типов атмосферной циркуляции M_2 и $З_6$ с разновидностями процессов с высокоширотными траекториями циклонов. При этих типах атмосферной циркуляции в приземном поле давления под влиянием высотного гребня над азиатским континентом располагается мощный сибирский антициклон, гребень которого нередко распространяется на север Татарского пролива, наблюдается устойчивая адвекция холодных воздушных масс с континента при наибольшей повторяемости северо-западных направлений с пониженными скоростями ветров и малым количеством штормов. Возникающие в Японском море циклоны быстро смещаются на восток, северо-восток в район Алеутских островов и в Берингово море, минуя Татарский пролив, который оказывается под влиянием их тыловой периферии (Гирс, 1948; Иванов и др., 2008).

Значительно реже формирование *тяжелых ледовых условий* связано с высокой повторяемостью другой разновидности типов атмосферной циркуляции M_1 и $З_н$ с низкоширотными по сравнению с нормой траекториями циклонов. В табл. 9 эти случаи выделены жирным шрифтом. При этих типах циркуляции в приземном поле атмосферного давления под влиянием гребней азиатского и арктического антициклонов циклоны из района Японского моря перемещаются южнее Татарского пролива, Курильских и Алеутских островов. В толще тропосферы над Тихим океаном на широте Татарского пролива отмечается ослабление западно-восточного переноса воздушных

Таблица 10

Нормированные аномалии ледовитости ($\Delta L/\sigma$) и температуры воздуха ($\Delta T/\sigma$), аномалии количества дней с различными типами атмосферной циркуляции и разновидности типов атмосферной циркуляции в сезоны с легкими ледовыми условиями в Татарском проливе

Сезоны	$\Delta L/\sigma$	$\Delta T/\sigma$	Аномалии типов циркуляции			Тип циркуляции
			З	M_1	M_2	
1954–1955	–1,2	0,3	22	–1	–21	З
1955–1956	–1,0	1,0	–20	49	–28	M_1
1956–1957	–2,5	1,2	14	22	–36	З + M_1
1957–1958	–1,8	0,8	36	–7	–29	З
1958–1959	–1,5	0,5	–13	–12	25	M_2
1962–1963	–1,2	0,6	–13	–12	25	M_2
1973–1974	–1,6	0,9	11	24	–35	З + M_1
1980–1981	–1,1	0,8	25	–12	–13	З
1988–1989	–0,9	0,2	29	5	–34	З + M_1
1990–1991	–2,3	2,4	28	1	–29	З + M_1
1994–1995	–1,1	–0,1	24	6	–30	З + M_1
2001–2002	–2,3	–0,2	1	–9	8	M_2
2010–2011	–1,2	2,4	21	–2	–19	З
2014–2015	–0,9	2,5	–14	10	4	M_1

масс с холодного азиатского континента, более частые отходы воздушных потоков к восточным направлениям и формирование положительных аномалий температуры воздуха в районе Татарского пролива.

Вследствие того, что циклоны минуют Татарский пролив, в проливе наблюдается слабовеетрие, ослабление дрейфа льда, и при отрицательных температурах воздуха (выше средних) в зимний период происходит сравнительно «спокойное» нарастание ледяного покрова, накопление его в акватории пролива и, как следствие, — формирование тяжелых ледовых условий с крупными положительными аномалиями ледовитости. Как можно видеть из табл. 8, средняя за сезон температура воздуха в таких случаях изменялась в пределах $-11,2... -12,4^{\circ}\text{C}$.

Легкие ледовые условия формируются в основном при повышенной повторяемости типов M_1 и 3 (табл. 10). При этих типах в приземном поле давления сибирский антициклон ослаблен, и над континентом преобладают отрицательные аномалии давления. Циклоны в системе алеутского минимума смещаются в основном низкоширотными траекториями, обуславливая своей северной и северо-западной перифериями устойчивую адвекцию теплых воздушных масс с Тихого океана в район Татарского пролива. Наблюдается повышенная повторяемость штормовых усилений ветров.

Наиболее характерное распределение аномалий приземного атмосферного давления и температуры воздуха в среднем для периода нарастания ледяного покрова (ноябрь–февраль) и положение траекторий циклонов в сезоны с тяжелыми и легкими ледовыми условиями показаны на рис. 4. Поля аномалий атмосферного давления и температуры воздуха отражают различия в крупномасштабных атмосферных процессах в тихоокеанском регионе, примыкающем к Татарскому проливу.

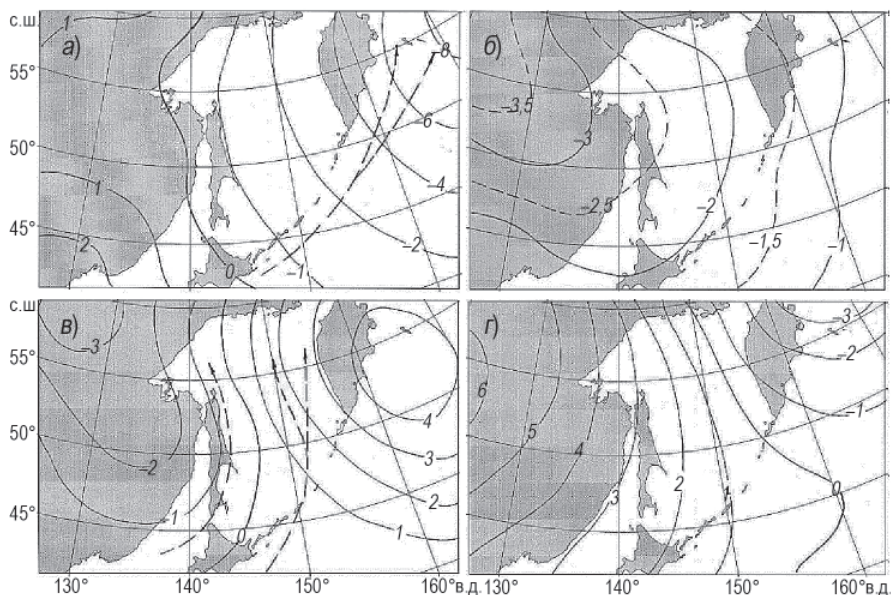


Рис. 4. Аномалии приземного атмосферного давления (мб) при тяжелых (а) и легких (б) ледовых условиях и температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) при тяжелых (в) и легких (г) ледовых условиях в Татарском проливе в среднем за ноябрь–февраль (стрелками показаны траектории циклонов).

КЛИМАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА И ЗАПАДНОЙ ФОРМЫ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ И ТЕНДЕНЦИИ В КОЛЕБАНИЯХ ЛЕДОВИТОСТИ

Ряд наблюдений за ледовыми условиями, на основе которого исследованы условия формирования крупных аномалий ледовитости в Татарском проливе, охватывает вторую половину XX в. и полтора десятка лет XXI в. Этот период является частью длительных климатических колебаний, происходящих на фоне положительного тренда, характеризующего потепление климата с начала XX в. Как известно (Карклин и др., 2001; Фролов и др., 2007; Frolov et al., 2009), в арктической зоне климатические изменения и связанные с ними ледовые условия в арктических морях характеризуются полициклическими колебаниями, наиболее энергоемким среди которых является цикл продолжительностью около 60 лет. Этот цикл описывает основные природные климатические феномены в арктической зоне, происходившие в XX в.: потепление Арктики 1920–1940-х гг.; похолодание конца 1950-х — середины 1980-х гг., последующее потепление, начавшееся с конца 1980-х гг., пик которого пришелся на начало XXI в.

Колебания климата с периодом 50–70 лет выявлены также в северной части Тихого океана и в Северной Америке (Minobe, 1997, 2000).

Как отмечалось выше, температурный фон в районе Татарского пролива в зимний период зависит от напряженности западно-восточного переноса воздушных масс. Его усиление сопровождается выносом холодных масс с азиатского континента и понижением температуры воздуха, ослабление сопровождается поступлением в регион сравнительно теплых тихоокеанских воздушных масс. Эти крупномасштабные колебания, в свою очередь, отражаются на ледовых условиях в Татарском проливе.

Для оценки климатического тренда в регионе расположения Татарского пролива нами использованы данные повторяемости западной формы атмосферной циркуляции в американо-тихоокеанском секторе, а также температура воздуха на станции Александровск-Сахалинский за период 1900–2016 гг. На рис. 5 представлены колебания межгодовых аномалий среднего количества дней с западной формой атмосферной и средней температуры воздуха в период нарастания ледяного покрова в проливе (ноябрь–февраль). Тренды этих характеристик за более чем 100-летний период показаны на рисунке полиномами третьей степени.

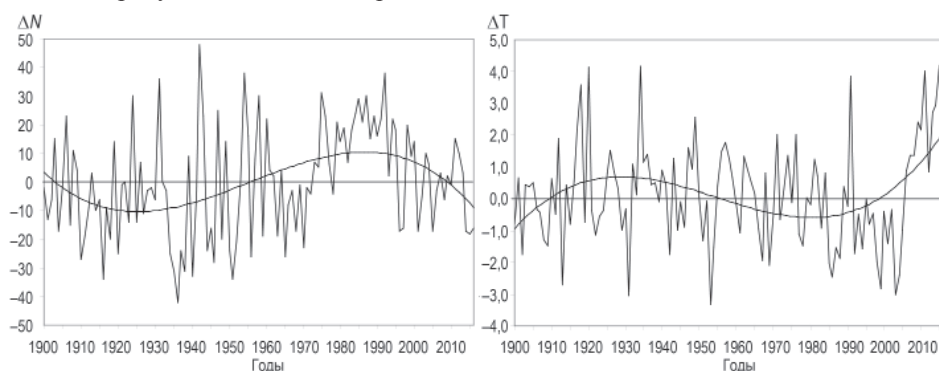


Рис. 5. Изменения аномалий среднего количества дней с западной формой атмосферной циркуляции (ΔN) в американо-тихоокеанском регионе и средних температур воздуха (ΔT) в период нарастания ледяного покрова (ноябрь–февраль) в Татарском проливе за 1900–2016 гг. (плавные кривые — тренды, выраженные полиномами третьей степени).

Как можно заметить на графиках, представленных на рис. 5, вековые тренды аномалий западной формы атмосферной циркуляции и температуры воздуха в районе Татарского пролива на близких по продолжительности интервалах лет характеризуются противоположным временным ходом. Пониженной повторяемости числа дней с западной формой циркуляции соответствует повышенный фон температуры воздуха и наоборот, что отмечалось и в межгодовых колебаниях. Отметим, что периоды потеплений и похолоданий в арктической зоне, упомянутые выше, близки по времени и на широте Татарского пролива, что видно на рис. 5.

Для судоходства в Татарском проливе в зимнее время наибольшую сложность представляют тяжелые ледовые условия. Следует отметить, что в 70 % случаев тяжелые ледовые условия наблюдались на фоне пониженной температуры воздуха в период 1950–1987 гг. (табл. 3). При повышенном температурном фоне чаще всего формируются легкие ледовые условия (табл. 8, 10).

Из рис. 5 видно, что в последние десятилетия наблюдается снижение повторяемости количества дней с западной формой атмосферной циркуляции в тихоокеано-американском регионе, начавшееся в 1990-е гг., при этом наблюдается повышение температуры воздуха. Устойчивые многолетние тренды этих климатических характеристик позволяют ожидать сохранения этих тенденций в ближайшие годы и, как следствие, — повышенную повторяемость легких ледовых условий в Татарском проливе.

ВЫВОДЫ

Как следует из выполненного анализа, крупные аномалии ледовитости, а следовательно, тяжелые или легкие ледовые условия в Татарском проливе не обязательно формируются температурными условиями в суровые или мягкие зимы. Значительную роль в их формировании играют аномальные перестройки крупномасштабных процессов в тихоокеано-американском регионе.

Смена типов атмосферной циркуляции с западной на меридиональные, их комбинации и разновидности обуславливают траектории циклонов, с которыми, в свою очередь, связаны ветровые условия в Татарском проливе и, как следствие, динамическое состояние ледяного покрова, при котором происходит накопление льда в проливе или вынос его в прикромочную зону, где он разрушается.

На фоне снижения западной формы атмосферной циркуляции в тихоокеано-американском регионе и сохранения положительных аномалий температуры воздуха в ближайшие годы в Татарском проливе велика вероятность преобладания легких ледовых условий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. VIII. Японское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеониздат, 2003. 398 с.
- Гирс А.А. К вопросу изучения основных форм атмосферной циркуляции // Метеорология и гидрология. 1948. № 3. С. 9–21.
- Карклин В.П., Юлин А.В., Карелин И.Д., Иванов В.В. Климатические колебания ледовитости арктических морей сибирского шельфа // Тр. ААНИИ. 2001. Т. 443. С. 5–11.
- Кинг Дж.Р., Иванов В.В., Беамиш Р.Дж., МакФарлан Г.А. Индекс общей циркуляции атмосферы в северной части Тихого океана // Тр. ААНИИ. 2008. Т. 448. С. 317–328.

Миронов Е.У., Клячкин С.В., Фролов С.В., Щербаков Ю.А. Ледовые прогнозы и навигационные рекомендации для плавания судов на шельфе Сахалина // Oil&Gas Journal Russia. 2008. № 8 (21). С. 47–53.

Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 136 с.

Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovalev E.G., Smolyanitsky V.M. Climate Change in Eurasian Arctic Shelf Seas. Centennial Ice Cover Observations. Chichester, UK: Praxis Publishing Ltd, 2009. 164 p.

Minobe S. A 50–70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America // Geophys. Res. Lett. 1997. Vol. 24. P. 683–686.

Minobe S. Spatio-temporal structure of the pentadecadal variability over North Pacific // Progr. Oceanogr. 2000. Vol. 47. P. 381–408.

V.P. KARKLIN, E.U. MIRONOV, V.V. IVANOV, S.P. SHKORBA

SPECIAL FEATURES OF ICE EXTENT LARGE ANOMALIES FORMATION IN THE TATAR STRAIT

The analysis of ice conditions in Strait of Tartary during 1950–2016 is made. Estimates of occurrence of positive and negative ice extent large anomalies are given. It is revealed that ice extent large anomalies, and, therefore, difficult or easy ice conditions, are not necessarily formed by the thermal conditions in severe or soft winters and the significant role in the ice extent anomaly formation is played by abnormal reorganizations of large-scale atmospheric processes in the Pacific-American region. Relationship of ice extent large anomalies with the corresponding kinds of atmospheric circulation types is shown.

On the basis of the analysis of climatic trends in changes of the western form of atmospheric circulation and air temperature during 1900–2016, the predictive estimate on an increased repeatability of easy ice conditions in the Tatar Strait in the next years is given.

Keywords: Japan Sea, Tatar Strait, ice extent anomalies, anomaly of air temperature, types of atmospheric circulation, climatic trends.

БИОГЕОХИМИЯ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ПОЛУОСТРОВА ГЫДАН

канд. геол.-минерал. наук Н.Э. ДЕМИДОВ¹, канд. геогр. наук А.В. БАРАНСКАЯ²,
канд. биол. наук Е.В. ДУРДЕНКО¹, канд. биол. наук О.Г. ЗАНИНА¹,
мл. науч. сотр. Е.С. КАРАЕВСКАЯ¹, канд. геол.-минерал. наук З.В. ПУШИНА³,
канд. геол.-минерал. наук Е.М. РИВКИНА¹, ст. науч. сотр. Е.В. СПИРИНА¹,
д-р философии Р. СПЕНСЕР⁴

¹ — ФАНО ФГБУН Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения, РАН, Пуцино, e-mail: nikdemidov@mail.ru

² — Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: alisa.baranskaya@yandex.ru

³ — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: musatova@mail.ru

⁴ — Университет Флориды, Таллахасси, США

В четырех районах арктического побережья полуострова Гыдан проведено колонковое бурение и отобраны керны мерзлых отложений. Комплекс лабораторных анализов впервые позволил дать биогеохимическую характеристику мерзлых толщ на Гыдане, сравнить полученные результаты с другими районами криолитозоны и применить их для палеореконструкций.

Ключевые слова: полуостров Гыдан, метан в мерзлоте, микроорганизмы в мерзлоте, углерод в мерзлоте.

ВВЕДЕНИЕ

Полуостров Гыдан, занимающий центральное положение в Западно-Сибирской Арктике, с поверхности практически целиком сложен мерзлыми осадками четвертичного возраста и характеризуется значительной изрезанностью береговой линии. В результате этого термоабразия мерзлых толщ побережья приводит к попаданию в Северный Ледовитый океан биогенных элементов, органического вещества и жизнеспособных микроорганизмов, а также к высвобождению в атмосферу парниковых газов, законсервированных в мерзлоте. Увеличение глубины сезонного оттаивания и активизация термокаста способствует их вовлечению в современный биогеохимический цикл. Для моделирования влияния этих процессов на океанические экосистемы и их потенциального вклада в парниковый эффект необходима региональная биогеохимическая характеристика основных геологических провинций криолитозоны, прежде всего провинций, слагаемых мерзлыми дисперсными породами кайнозойского возраста.

Цель данного исследования — комплексная биогеохимическая характеристика мерзлых толщ Гыдана. Такого рода работы ранее на этой территории не проводились, а предшествующие публикации по данной тематике базировались в основном на материале, полученном на приморских низменностях Якутии, Аляски и в Антарктиде

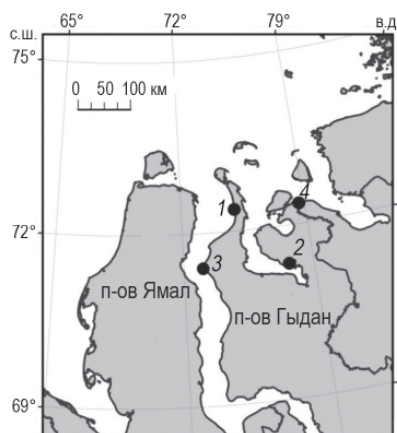


Рис. 1. Районы проведения работ.

(Ривкина и др., 2006; Шмелев и др., 2013; Гиличинский и др., 1989; Steven et al., 2007; Vorobyova et al., 1997; Price and Sowers, 2004; Rivkina et al., 2007).

Вопрос о происхождении толщ четвертичных отложений, о роли оледенений и морских трансгрессий в позднеплейстоценовой истории севера Западной Сибири до сих пор остается дискуссионным; опорные стратотипические разрезы четвертичных отложений на Гыданском полуострове отсутствуют. В отличие от соседнего Ямала, на Гыдане не проходило развертывание нефтегазодобывающей инфраструктуры, в связи с этим он остается наименее исследованной частью севера Западной Сибири. Биогеохимическая характеристика мерзлых толщ Гыдана, освещенная в данной работе, проводилась на ранее не изученных обнажениях. Полевые работы проводились в августе–октябре 2013 г. в ходе комплексной экспедиции «Ямал–Арктика 2013» на четырех участках, охвативших центральную, восточную и западную части побережья полуострова Гыдан (рис. 1).

МЕТОДЫ

Бурение осуществлялось буровой установкой УКБ-12/25, без промывки и продувки, что обеспечило сохранение мерзлого состояния кернов для их корректного литологического описания и предотвращения их химической и биологической контаминации (Gilichinsky et al., 1995). Керны поднимались на поверхность через каждые 30–70 см проходки, после литологического описания и описания криотекстур часть кернов в мерзлом виде помещалась в морозильную камеру и с этого момента вплоть до доставки в лаборатории хранилась при постоянной отрицательной температуре. Замер температуры в скважине производился не менее чем через сутки после окончания бурения с помощью термокосы ПНИИИС.

Полевые маршрутные исследования проводились вдоль морского берегового уступа в стороны от места заложения опорных скважин, что позволило как получить представление о геологическом строении района работ на основе геоморфологических и литологических наблюдений, так и оценить степень репрезентативности отобранных из скважины кернов для всего исследуемого района побережья. Геологические тела, их контакты и залегание друг относительно друга прослеживались вдоль всего берегового уступа: производилось их подробное изучение в расчистках, отбирались образцы.

Анализ содержания водорастворимых солей в отложениях проводился по стандартной методике (Аринушкина, 1970). Соли извлекали добавлением воды в соотношении 1:5 по отношению к массе сухого образца. Дегазация образцов для определения концентрации метана осуществлялась в полевых условиях непосредственно после получения кернов методом «head space» (Alperin, Reeburgh, 1985) в шприцах емкостью 150 мл. Содержание метана в пробах определялось в лаборатории на газовом хроматографе ХПМ-4 (Россия), оборудованном пламенно-ионизационным детектором (Ривкина и др., 2006). Общее содержание углерода определялось на аппарате АН 752 У (Россия). Сжигание образца осуществлялось при температуре 1100 °С в токе кислорода с последующим потенциометрическим титрованием. Определение органического углерода проводилось методом мокрого сжигания с бихроматом калия.

Микробиоморфный анализ представлял собой сопряженное изучение под микроскопом компонентов биогенной фракции образца (пыльцы, спор, древесного и травянистого детрита, грибных грифов и их плодовых тел, углистых частиц и биогенного кремнезема, т.е. фитолитов, диатомовых водорослей, спикул губок, раковин амёб) с последующим обзором всего комплекса в целом (Гольева, 2008). На предварительном этапе подсчет створок диатомей в полных образцах не производился, а была произведена только идентификация диатомовых водорослей (Диатомовые водоросли СССР: ископаемые и современные, 1974).

Радиоуглеродное датирование 6 кернов из трех скважин проводилось в лаборатории США (National Ocean Sciences AMS Facility Department of Geology and Geophysics WoodsHole Oceanographic Institution, MA, USA) методом AMS, модель 1.5SDH-1 (<http://www.whoi.edu/nosams/ams-instruments>).

Определение количества колониеобразующих единиц (КОЕ) микроорганизмов проводили посевом на твердые питательные среды согласно (Звягинцев, 1991). В работе применяли стандартные питательные среды, используемые в лаборатории криологии почв Института физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН для выделения микроорганизмов из многолетнемерзлых отложений: коммерческая порошковая среда R2A (Difco, США) — для олиготрофных микроорганизмов водных и обедненных органическим веществом природных экосистем; коммерческая порошковая среда TSB (Difco, США), предварительно разбавленная в соотношении 1:2, с добавлением 1,5 % бактоагара (Difco, США) — для выделения гетеротрофных микроорганизмов; голодный агар — для выделения олиготрофной почвенной микрофлоры. Посев производили в трехкратной повторности. Инкубацию засеянных чашек проводили при 4 и 20 °С в течение 4–8 недель.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Полуостров Явай, Обская губа

На изученном участке полуострова Явай выражена терраса высотой около 10 м, местами изрезанная термоэрозионными оврагами. В нее вложены термокарстовые озера (оз. Тиребято и др.) шириной до 500 м. Форма долин — *V*-образная, широкая пойма отсутствует. На поверхности террасы отчетливо выделяются мерзлотные полигоны.

В обнажениях берегового уступа вскрывается разрез с относительно выдержанными по простираанию геологическими границами (рис. 2а). Снизу вверх в береговых обрывах вскрываются три толщи. Нижняя толща включает параллельно-слоистые алевроиты, глины и хорошо отмытые пески с флазерной слоистостью и знаками

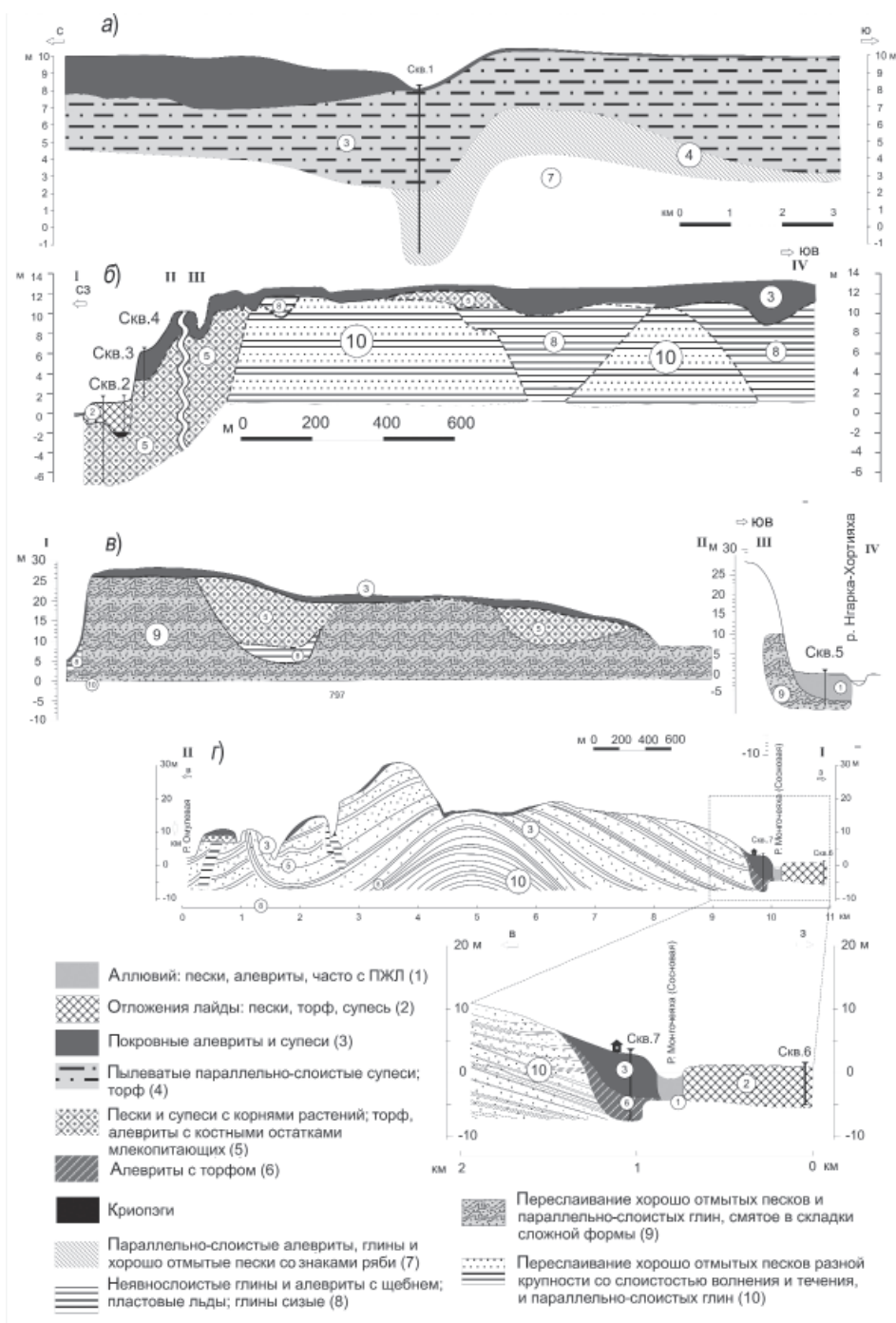


Рис. 2. Геологическое строение береговых уступов: а — полуостров Явай, б — полуостров Мамонта, в — мыс Хонарасалы, г — Енисейский залив.

ряби. Они фациально замещают друг друга вдоль по разрезу, подстилая повсеместно центральную толщу. Кровля толщи находится на высоте примерно от 3 до 7 м над уровнем моря, подошва залегает ниже уровня моря. Вышележащая центральная толща сложена пылеватыми супесями с горизонтальной параллельно-слоистой текстурой, в южном направлении замещаемыми на тонкозернистые пески. Она прослеживается в береговых обрывах на протяжении всего исследуемого участка (более 10 км). Кровля толщи поднимается на отметки до 10 м. Отличительная черта — отсутствие любых несогласий внутри толщи, отдельные слои возможно проследить по простиранию до 10 м. Мощность слоев составляет от 0,3 до 3 см. Местами наблюдается ожелезнение. Сверху и снизу центральная толща отделяется линзами слаборазложившегося торфа. Верхняя толща, имеющая мощность до 3 м и выклинивающаяся в южном направлении, состоит из переслаивающихся бурых супесей и суглинков. Для нее характерна параллельная слоистость, измененная криотурбацией.

Скважина 1 удалена от уступа террасы на 50 м. В районе скважины 1 высота террасы составляет около 8 м, глубина скважины 10 м, таким образом, скважина уходит на 2 м под урез моря. Разрез скважины (рис. 3) вскрывает центральную и нижнюю толщи. Мощность сезонно-талого слоя (СТС) в конце августа составила 0,6 м. Центральная толща имеет сетчатую криотекстуру, нижняя — массивную. Влажность центральной достигает 80 %, у нижней она составляет около 20 %. Толщи разделяются прослоем льда на глубине 2,6–3,2 м. На глубине 10 м температура составила $-7,4^{\circ}\text{C}$.

Анализ водной вытяжки показывает, что по составу ионов и сухому остатку верхняя и нижняя толщи практически не отличаются. Сухой остаток 0,03–0,08 %, тип засоления хлоридный и хлоридно-сульфатный. По классификации Н.Г. Минашиной (Минашина, 1970) отложения данной террасы являются слабозасоленными и незасоленными. pH водной вытяжки возрастает с глубиной от 6,8 до 8,3. В пяти из семи изученных образцов присутствовал метан в количестве от 0,9 до 7,0 мл/кг, в оставшихся двух на глубине 4 и 4,5 м его количество было близко к воздушному. Содержание органического углерода в скважине — 0,5–1 % (рис. 3).

На глубине 8 м единично, преимущественно в виде обломков, встречены следующие морские палеогеновые диатомеи: *Paralia sulcata* var. *siberica*, *P. sulcata* var. *crenulata*, *Stephanopyxis* sp. (cf. *marginulata*), *Hemiaulus* sp. и другие, установлены спикеры губок. Также обнаружены единичная створка ледово-морского вида *Dictiocha speculum* и единичные цисты золотистых пресноводных водорослей. На глубине 5,9–6,3 м встречены единичные обломки морских палеогеновых диатомей: *Paralia sulcata* var. *siberica*, *Stephanopyxis* sp. (cf. *marginulata*) и неопределимые обломки панцирей морских диатомей класса Centricae, установлены спикеры губок. На глубине 4 м единично, преимущественно в виде обломков, встречены следующие морские палеогеновые диатомеи: *Paralia sulcata* var. *siberica*, *Coscinodiscus payeri*, неопределимые обломки панцирей морских диатомей класса Centricae, установлены спикеры губок. В большей части образцов обнаружен детрит. Встречены остатки кустарников и мхов.

Радиоуглеродное датирование трех кернов из данной скважины выявило следующие возраста: 2 м — 8580 л, 6 м — 17 000 л, 10 м — 15 000 л.

Микробиологические анализы проводились с одним образцом из СТС и шестью мерзлыми кернами. Во всех из них были обнаружены жизнеспособные аэробные микроорганизмы в количестве 10^3 – 10^5 КОЕ/г породы.

Полуостров Мамонта, Гыданская губа

Побережье Гыданской губы на полуострове Мамонта, где проводились работы, в геоморфологическом отношении представлено высокой террасой высотой до 20 м, низкой террасой высотой до 8 м и лайдой высотой 0,5–2 м. Высокая терраса, образующая восточную часть исследуемой территории, обрывается к губе клифом. Низкая терраса не образует клифа и отделяется от моря лайдой.

Высокая терраса имеет сложное строение (рис. 2б): западная ее часть ближе к бухте Яйне-Вонга слагается крупными хорошо отмытыми параллельно-, косо- и волнистослоистыми песками с древесной щепой и углями. Восточнее они замещаются серыми параллельно-слоистыми глинами и пачками переслаивающихся ярко-сизых глин и тонких песков. Сверху терраса перекрыта покровными палевыми песками и бурыми суглинками мощностью до 4 м.

На полуострове Мамонта было пробурено 3 скважины, образующих профиль от моря в сторону берега: скважина 2 на лайде в 40 м от берега, скважина 3 в тыловом шве лайд и скважина 4 на низкой террасе. Устье скважины 2 на 1 м выше уровня моря, глубина скважины 8 м. Мощность СТС, сложенного талым серым оторфованным суглинком, в начале сентября составила 0,4 м. До глубины 2,1 м залегают супеси с прослоями торфа мощностью до 10 см. Криотекстура супесей слоистая, влажность 40–55 %. На глубине 1,2–1,3 м был встречен прослой льда. На глубине 2,1–5,7 м супесь с массивной криотекстурой влажностью менее 20 %, отмечается слоистость, мощность слоев 2–3 мм. Ниже до забоя залегает серый суглинок с сетчатой криотекстурой и влажностью около 25 %. По всей глубине керны имели запах органики и были солеными на вкус. Температура на забое скважины (8 м) составила –7 °С.

По величине сухого остатка водной вытяжки 0,06–0,9 % отложения, вскрытые данной скважиной, следует отнести к средне и очень сильно засоленным, тип засоления хлоридный. Значения pH водной вытяжки 7,4–8,0. Отложения содержат CH_4 в количестве 1,5–4 мл/кг и 0,3–0,6 % органического углерода. По результатам радиоуглеродного датирования возраст отложений: 17400 л. на 6 м и 11800 л. на 7,5 м.

На глубине 8 м встречены только немногочисленные обломки морских палеогеновых диатомей *Paralia sulcata* var. *siberica* и неопределимые обломки панцирей морских диатомей класса Centricae. На глубине 6 м встречены морские палеогеновые диатомеи, как целые панцири *Paralia sulcata* var. *siberica*, *P. sulcata* var. *crenulata*, *Stephanopyxis* sp. (cf. *marginulata*), так и обломки *Grunowiella gemmata* и неопределимые обломки панцирей морских диатомей класса Centricae, установлены спиккулы губок. В этом образце установлено самое большое количество переотложенных палеогеновых диатомей из всех исследованных образцов. Также обнаружены единичные цисты золотистых пресноводных водорослей. На глубине 4 м встречены морские палеогеновые диатомеи, как целые панцири *Paralia sulcata* var. *siberica*, эбриидея *Parebriopsis symmetrica*, так и обломки морских палеогеновых диатомей *Grunowiella gemmata*, *Hemiaulus* sp., *Stephanopyxis* sp. (cf. *marginulata*), и неопределимые обломки панцирей морских диатомей класса Centricae, установлены спиккулы губок. Также обнаружены единичные цисты (плохая сохранность) золотистых пресноводных водорослей. На глубине 2 м встречены морские палеогеновые диатомеи и неопределимые обломки панцирей морских диатомей класса Centricae, установлены спиккулы губок. Также обнаружены единичные пресноводные диатомеи родов *Achnanthes* и *Pinnularia*, болотная пресноводная диатомея *Eunotia arcus* (единично), немногочисленные цисты

золотистых пресноводных водорослей, единичные чешуйки пресноводного планктонного голарктического вида *Synura sphagnicola* (Chrysophyta).

На глубине 0,7 м обнаружен очень богатый пресноводный бентосный диатомовый комплекс. Предварительно можно сказать, что он состоит из диатомовых родов *Navicula* (10 видов, в их числе *N. ignota*), *Nitzschia* (6 видов, в их числе *N. frustulum*), *Stauroneis* (6 видов, в их числе *S. venter*), *Pinnularia* (5 видов, в их числе *P. microstauron*), *Aulacoseira* (3 вида), *Caloneis* (2 вида), *Cymbella* (2 вида), *Eunotia* (2 вида: *E. arcus* и *E. praerupta*), *Luticula* (2 вида), *Stauroneis* (2 вида: *S. anceps* и *S. phoenicenteron*), *Denticula* (1 вид), *Epithemia* (1 вид — *E. turgida*), *Hantzschia* (1 вид — *H. amphioxys*), *Diploneis* (1 вид), *Neidium* (1 вид), *Amphora* (1 вид — *A. inariensis*), *Chamaepinnularia* (1 вид — *C. ignobilis*), многочисленные цисты золотистых пресноводных водорослей. Также обнаружены единичные створки морских палеогеновых диатомей, преимущественно в обломках.

В образцах обнаружены также фитолиты, пыльца, растительные ткани с клетками от мхов, грибов и кустарников, угли и детрит. Образец с забоя скважины оказался практически пустым.

Скважина 2 характеризуется наибольшим числом колониеобразующих единиц из всех скважин, а также неравномерным распределением микроорганизмов по глубине. Численность бактерий варьировала от 10^3 до 10^8 КОЕ на грамм породы.

Скважина 3 была пробурена в тыловом шве лайды с целью поиска криопэга в геофизическом пикете ВЭЗ, на котором была отмечена аномалия, потенциально связанная с наличием на глубине около 3 м осадков с незамерзшим рассолом. На глубине 3 м скважиной вскрыта линза криопэга. Криопэг имел напорный характер, глубина установившегося уровня 1,2 м. Отсутствие криопэга в скважине 2 и отсутствие аномалий в пикетах ВЭЗ вокруг нее позволили установить площадной размер линзы в 25×50 м. Разрез скважины аналогичен первым метрам разреза скважины 2.

Скважина 4 пробурена на низкой террасе, отделенной от моря лайдой. Высота террасы и глубина скважины 5 м. СТС имеет мощность 0,8 м и состоит из серого пылеватого суглинка с прослоями торфа мощностью до 2 см. До глубины 3,3 м залегают переслаивающиеся мелкие желтоватые пески с массивной криотекстурой и пылеватые оторфованные суглинки с сетчатой криотекстурой. С глубины 3,3 м скважиной были вскрыты желтовато-коричневые пески с субвертикальной неоднородностью с торфом и корешками, криотекстура массивная. Льдистость отложений 20–40 %. По значениям сухого остатка 0,03–0,12 % отложения незасоленные или слабозасоленные с трендом увеличения концентрации солей с глубиной, тип засоления хлоридный. Величина pH водной вытяжки изменяется в пределах от 6,7 до 7,1. Отложения содержат до 0,5 % $C_{орг}$. Содержание метана было определено в 4 образцах, в двух из которых концентрация метана была близка к 0, а в двух других 1,5 и 9,0 мл/кг.

На глубине 4–4,5 м обнаружены единичные пресноводные диатомовые: болотный вид *Eunotia praerupta*, аэрофильный вид *Hantzschia amphioxys* (космополитный вид, убикивист, который встречается как в бентосе пресных водоемов разного типа, так и на мхах, и во влажной почве). Также встречены единичные обломки панцирей морских диатомей класса Centricae. На глубине 3,5 м обнаружены единичные пресноводные диатомовые (*Hantzschia amphioxys* и др.). Также встречены единичные обломки панцирей морских диатомей класса Centricae. Обнаружена створка морского вида *Thalassiosira hyalina*. На глубине 1 м встречены единичные морские палеогеновые диатомей и неопределимые обломки панцирей морских диатомей класса Centricae,

установлены спикулы губок. Обнаружены обломки пресноводных диатомей: болотного *Eunotia praeurupta* и аэрофильного *Pinnularia borealis*.

В кернах скважины 4 обнаружены единичные фитолиты, пыльца. Также обнаружены растительные ткани осок, злаков, кустарников и мхов, остатки грибов, а также детрит. В целом содержание микробиоморф очень низкое. Радиоуглеродный возраст отложений на глубине 4,0 м составляет 34300 лет.

Количество колониеобразующих единиц уменьшалось с глубиной от 10^5 до 10^3 КОЕ/г породы.

Мыс Хонарасаля, Обская губа

Исследованный район в геоморфологическом отношении состоит из двух хорошо выраженных уровней: поймы высотой до 2 м в устьевой зоне р. Нгарка-Хортяха и распространенной к северу от нее террасы высотой до 28 м, обрывающейся к морю клифом. В обнажениях берегового уступа общей длиной 6 км, изученного в ходе полевых работ, вскрывается следующая последовательность (рис. 2б): в основании залегают бурые и сизые слоистые глины, переслаивающиеся средним и мелким песком, в котором многочисленны остатки щепы и веток, выше по разрезу в данную толщу вложены пачки крупных слоистых песков и пачки неслоистых глин с щебнем, а также переслаивающихся мелких песков с косой слоистостью и суглинков.

Скважина 5, расположенная в пойме р. Нгарка-Хортяха в 800 м от устья и в 100 м от ее берега, вскрывает аллювиальные отложения и нижнюю глинистую пачку террасы (рис. 3). Мощность СТС в середине сентября составила 0,3 м; имеются морозобойные полигоны с ледяными жилами мощностью около 10 см. Разрез сложен мелким песком с прослоями органического материала и в верхней части с включениями древесных остатков. До глубины в 6 м отмечается косая слоистость. В диапазоне глубин от 1 до 2,3 м вскрыты пояски льда мощностью до 4 см, в остальной части разреза криотекстура массивная. Характерные значения влажности 20–30 %. Тип засоления хлоридный. По величине сухого остатка отложения разбиваются на две пачки: верхняя — до глубины в 6 м незасоленная (сухой остаток 0,02–0,04 %), нижняя слабо-среднезасоленная (сухой остаток 0,08–0,22 %). Такое разбиение подтверждается анализами метана, который практически отсутствует в верхней пачке, а в нижней содержится в количестве 0,8–3,5 мл/кг. Содержание органического углерода в обеих пачках составляет 0,1–0,2 %. Пачки различаются по значениям pH водной вытяжки: в верхней пачке pH колеблется от 6,7 до 6,9, в нижней — от 7,3 до 8,3.

На глубине 8 м встречены только немногочисленные обломки морских палеогеновых диатомей и неопределимые обломки панцирей морских диатомей класса Centricae. На глубине 6 м обнаружен пресноводный диатомовый комплекс, предварительно — преобладают бентосные диатомеи *Pinnularia viridis*, встречены *Epithemia turgida*, северо-альпийский вид *Tetracyclus lacustris*, *Surirella crumena* и др., цисты золотистых пресноводных водорослей. Обнаружены немногочисленные целые панцири морских палеогеновых диатомей *Paralia sulcata* var. *siberica* и неопределимые обломки панцирей морских диатомей класса Centricae.

На глубине 4 м обнаружены единичные пресноводные бентосные диатомеи *Pinnularia viridis*, цисты золотистых пресноводных водорослей. Обнаружены единичные целые панцири морских палеогеновых диатомей и неопределимые обломки панцирей морских диатомей класса Centricae. На глубине 2 м обнаружен пресновод-

ный диатомовый комплекс, предварительно — преобладают бентосные болотные диатомеи *Eunotia arcus* и *Eunotia praeurupta*, встречены *Pinnularia viridis*, *P. borealis*, *P. microstauron* и др., цисты золотистых пресноводных водорослей. Обнаружены единичные целые панцири морских палеогеновых диатомей *Paralia sulcata* var. *siberica* и неопределимые обломки панцирей морских диатомей класса Centricae.

На глубине 1–1,5 м обнаружен обедненный пресноводный диатомовый комплекс, встречены *Pinnularia viridis*, *P. borealis*, *Nitzschia perminuta*, *Cymbella* sp., *Gomphonema* sp. и др., цисты золотистых пресноводных водорослей. Обнаружены единичные целые панцири морских палеогеновых диатомей и неопределимые обломки панцирей морских диатомей класса Centricae, единично — эбриидея *Parebriopsis symmetrica*.

В образцах из скважины 5 обнаружены фитолиты, а также заносная пыльца, детрит. Из растительных останков с клетками — мхи, злаки и хвойные. Исключение составляют низы скважины, оказавшиеся пустыми на данные микробиоморфы.

Количество колониеобразующих единиц уменьшалось с глубиной от 10^5 до 10^2 – 10^3 КОЕ/г породы.

Устье реки Монгочехя, Енисейский залив

Рельеф района побережья Енисейского залива от устья реки Монгочехя до устья реки Омудея представлен двумя разновысотными поверхностями: высокой террасой и лайдой. Терраса высотой до 30 м обрывается к берегу клифом. Поверхность террасы ровная, слабо расчлененная; полигональная сеть выражена слабо. Байджарахи практически отсутствуют. В береговом уступе вскрывается толща чередующихся слоев песка и темно-сизых глин (рис. 2з). Слои имеют мощность до 1,5 м. Песок крупный и средний с большим количеством древесной щепы, характеризуется волнистой слоистостью. Данный ритм образует своеобразную антиклиналь с углом падения крыльев около 1° . В западной оконечности берегового уступа, на которой пробурена скважина 7, ритм замещается толщей оторфованных серо-коричневых суглинков. Граница между ними несогласная, глины выклиниваются в восточном направлении. С запада береговой уступ отделяется одной из протоков реки Монгочехя от лайды высотой до 1 м, где расположена скважина 6.

Скважина 6 была пробурена на лайде в 60 м от берега с целью поиска криопэга в районе геофизического пикета ВЭЗ, на котором была отмечена аномалия кажущегося сопротивления. Мощность СТС, сложенного средним незасоленным желтоватым песком с включениями корней растений, составила 1,1 м. Ниже до глубины около 3 м залегают мерзлые пески и супеси с массивной криотекстурой. В диапазоне глубин 3–5 м был вскрыт криопэг. По количеству сухого остатка отложения классифицируются как очень сильно засоленные (1,8–1,9 %). рН водной вытяжки 6,5–7,8. Количество $C_{орг}$ достигают 1,3 %.

В скважине 6 на глубине 4,5 м обнаружен солоноватоводный диатомовый комплекс с преобладанием *Nitzschia tryblionella* (пресноводно-солоноватоводный вид, некоторые авторы рассматривают его как лагунный вид на морских побережьях). На глубине 2 м обнаружены солоноватоводные и солоноватоводно-морские диатомеи в незначительном количестве: *Diploneis smithii*, *Nitzschia tryblionella*. Обнаружены единичные целые панцири морских палеогеновых диатомей *Paralia sulcata* var. *siberica* и неопределимые обломки панцирей морских диатомей класса Centricae. На глубине 1,2 м обнаружен диатомовый комплекс, возможно, монодоминантный, представленный преобладающим диатомовым видом *Pinnularia bottnica* — это пресноводный

вид, который может обитать в слабо солоноватых водах. В образцах из скважины 6 обнаружено максимальное из всех проанализированных образцов разнообразие фитолитов и пыльцы. Здесь также выявлены детрит, угли, остатки с тканями хвойных и кустарников.

Скважина 7 глубиной 10 м (рис. 3) пробурена на террасе высотой около 3 м в 25 м от стенки. Поверхность террасы в районе скважины разбита сетью морозобойных полигонов. СТС мощностью 30 см представлен оторфованным коричневым суглинком. Ниже до 4 м залегают льдистые серо-коричневые суглинки со слоистой и сетчатой криотекстурой и влажностью от 20 до 70 %, в отдельных прослоях — ледогрунт. С глубины около 4 м суглинки имеют массивную криотекстуру и льдистость около 20 %. Скважиной вскрыто значительное количество оторфованных прослоев и редкие включения корней. Верхняя пачка незасоленная (сухой остаток 0,02–0,05 %), нижняя пачка (с 8 до 10 м) характеризуется средней степенью засоленности (сухой остаток до 0,16 %). Тип засоления хлоридный и хлоридно-сульфатный. Одновременно пачки различаются и по значениям pH водной вытяжки: в верхней пачке pH около 7, в нижней до 9,3. Концентрация метана уменьшается с глубиной от 5,2 мл/кг на 0,5 м, до 0,4 мл/кг на 10 м. Отложения содержат высокие, по сравнению с другими исследованными нами образцами, концентрации $C_{\text{орг}}$ — от 2 до 5 %.

На глубине 10 м диатомовых водорослей не обнаружено. На глубине 8–9 м встречены единичные морские палеогеновые диатомеи, как целые панцири *Paralia sulcata* var. *siberica*, так и неопределимые обломки панцирей морских диатомей класса Centricae. Также обнаружен обломок морской планктонной диатомеи *Thalassiosira gravida*. Встречены «единично» цисты золотистых пресноводных водорослей. На глубине 8 м обнаружены только маленькие по величине обломки панцирей морских диатомей класса Centricae. На глубине 6 м установлены преимущественно в обломочном состоянии створки пресноводных диатомей: *Hantzschia amphioxys*, *Pinnularia borealis*, *Stauroneis phoenicenteron*, *Eunotia praeurupta* — и обломки панцирей пресноводных пеннатных диатомей. Обнаружены единичные цисты золотистых пресноводных водорослей. Обломками представлены морские палеогеновые диатомеи *Paralia sulcata* var. *siberica* и другие центрические. На глубине 4 м также немногочисленные створки пресноводных диатомей плохой сохранности представлены: *Eunotia arcus*, *E. praeurupta*, *Hantzschia amphioxys*, *Navicula amphibola* (пресноводный редкий холодолюбивый вид), *Pinnularia borealis*, *Pinnularia viridis*, цисты золотистых пресноводных водорослей. Обнаружены обломки створок морских палеогеновых диатомей *Paralia sulcata* var. *siberica*, *P. sulcata* var. *crenulata*, *Coscinodiscus payerii* и другие центрические.

В образцах с глубины 9 и 10 м обнаружены детрит и угли, вышележащие образцы содержат также остатки хвойных, кустарников, злаков и мхов.

Число колониеобразующих единиц убывает с глубиной от 10^5 до менее 10^2 КОЕ/г породы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Проведенные исследования позволяют сделать ряд предварительных выводов, связанных с биогеохимической характеристикой и условиями формирования мерзлых пород арктического побережья Гыдана, которые необходимо будет уточнять в процессе дальнейших исследований.

Метан. Содержания метана и закономерности его распределения в мерзлых толщах Гыдана в целом согласуются с данными, полученными ранее на приморских

низменностях Якутии (Rivkina et al., 2007) и на Ямале (Васильев и др., 2015). Этот факт интересен тем, что полуостров Гыдан, как и Ямал, приурочен к Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, в то время как на севере Якутии месторождения углеводородов не обнаружены. Таким образом, еще раз подтверждается сделанный на основе определения изотопного анализа метана (Ривкина и др., 2006, Rivkina et al., 2007, Васильев др., 2015) вывод о том, что метан в мерзлых дисперсных породах есть продукт биогенного процесса, осуществляемого метанобразующими археями в строго анаэробных условиях *in situ*, а не результат диффузии катагенетического глубинного метана из недр. При сходных средних по всем образцам концентрациях метана на Гыдане (~2 мл/кг) и на севере Якутии, ни в одном из гыданских образцов концентрация CH_4 не превысила 10 мл/кг. На приморских низменностях Якутии достаточно часто концентрация CH_4 составляла десятки мл/кг. Скважина 5, пробуренная в долине р. Нгарка-Хортяха, показала отсутствие метана в аллювиальных отложениях, что также характерно для аллювия Якутии и западного Ямала.

Органический углерод. Корреляция содержания метана и $\text{C}_{\text{орг}}$, выявленная ранее на образцах мерзлых пород с западного Ямала, яркого подтверждения в результатах с Гыдана не имеет, за исключением скважины 7, которая одновременно характеризуется высокими значениями CH_4 и $\text{C}_{\text{орг}}$. Содержание общего углерода, усредненное по всем образцам, составило около 0,7 %, что меньше среднего содержания общего углерода в кайнозойских мерзлых породах различного генезиса на севере Якутии 1,0–2,2 % (Шмелев и др., 2013). Содержание органического углерода примерно на 20 % ниже $\text{C}_{\text{общ}}$, что, очевидно, связано с наличием в исследованных отложениях карбонатов. Значения $\text{C}_{\text{орг}}$ хорошо согласуются с результатами определения органического углерода в мерзлых породах западного Ямала, которые показали, что супесчано-суглинистые отложения содержат в среднем 0,34 %, а суглинистые и глины 0,84 % органического углерода (Васильев и др., 2015).

Водная вытяжка. По величине сухого остатка исследованные породы варьируют от слабо- до сильнозасоленных, что может отражать как степень морского влияния на генезис отложений, так и последующие процессы вымывания солей. Максимальная засоленность наблюдалась в отложениях лайды, где сухой остаток составил 0,18–1,96 %. Такие значения сухого остатка можно считать индикатором слабопромытых морских осадков. Аллювиальная пачка в скважине 5 не засолена и может, напротив, указывать на то, что осадки генетически не связаны с морем. К аналогичным отложениям следует отнести мерзлые породы, вскрытые скважиной 1, и верхнюю пачку в скважине 7. Остальные исследованные отложения либо образовались в условиях смешивания морских и пресных вод, либо представляют собой промытые осадки.

Данные по засоленности хорошо согласуются с данными измерения pH водной вытяжки. Как известно, морская вода вблизи арктического побережья характеризуется слабощелочной реакцией pH 7,98–8,49 (Rérollea et al., 2016). Морские осадки современной лайды в наших исследованиях характеризовались значениями pH 7,1–9,3. Величина pH аллювиальной пачки в скважине 5 была 6,7–7,3. pH 6,7–7,1 наблюдались в скважине 4. Пачки, слагающие низы скважин 5 и 7, которые интерпретируются нами как морские отложения, отличаются от вышележащих более высокими значениями pH. В целом, исходя из анализа полученных данных, пресноводные отложения характеризуются относительно более низкими значениями pH, чем отложения морского генезиса.

Генезис отложений. Генетическую принадлежность некоторых исследованных толщ однозначно можно определить исходя из их геоморфологического положения. Так, скважины 2, 3 и 6 вскрывают осадки лайды МИС 1 – МИС 2, что находит свое отражение в их высокой солености и высоких значениях pH. Скважина 5, расположенная в пойме реки, на глубину до 6 м вскрывает аллювиальные отложения, вероятно, сингенетически промерзшие. Это подтверждается наличием косой слоистости, отсутствием засоления, метана, низким pH и наличием пресноводных диатомовых. Отсутствие косой слоистости и микробиоморф, повышенная соленость, высокие значения pH и метана позволяют проинтерпретировать нижнюю часть скважины 5 как морские осадки, вероятно, эпигенетически промерзшие.

Вопрос о генетической приуроченности отложений, вскрытых скважинами 1, 4 и 7, более сложный. Все они слагают террасы, которые теоретически могут быть сложены как морскими, так и аллювиальными, озерно-болотными и эоловыми отложениями. Отложения в скважине 1, вероятно, образовались в озере или сильно распресненной лагуне, о чем свидетельствует параллельная слоистость супесей, отсутствие засоления, низкий pH. Осадконакопление согласно радиоуглеродному датированию происходило на протяжении МИС 1 – МИС 2. Генезис отложений МИС 3, вскрытых скважиной 4, остается спорным. Согласно данным микробиоморфного анализа они образованы в условиях незатопленной поверхности с кустарниково-разнотравными растительными группировками с участием разнообразных зеленых мхов в напочвенном покрове. Обнаружение панцирей пресноводных и переотложенных морских диатомовых говорит о том, что осадки образованы в условиях смешивания морских и пресных вод, например на периодически затапливаемой поверхности лайды. Однако диатомовые обнаружены в очень малом количестве, что не позволяет однозначно говорить, что они захоронены *in situ*.

В скважине 7 нижняя пачка, вероятно, образована в морских условиях, о чем свидетельствуют суглинистый состав, отсутствие микробиоморфов, высокий pH и зарегистрированное повышение солености в этой скважине с глубиной. Предполагаемый генезис верхней пачки — озерный. В пользу такого образования говорит суглинистый состав с большим количеством оторфованных горизонтов, наличие пресноводных диатомовых, отсутствие засоления, большие концентрации метана и прослеживающееся в береговом уступе линзообразное выклинивание данной пачки.

Микробиология. Численность микроорганизмов, определенная в мерзлых отложениях, была на 2–3 порядка ниже, чем в многолетнемерзлых отложениях из приморских низменностей Якутии, что может свидетельствовать о менее благоприятных условиях для сохранения жизнеспособности психрофильно-психротрофными микроорганизмами. Значения численности микроорганизмов в образцах СТС также были существенно ниже (10^4 – 10^5 КОЕ/г породы) по сравнению с приморскими низменностями Якутии (10^8 КОЕ/г породы) (Спирина, Федоров-Давыдов, 1998). Это может быть связано с тем, что исследованные отложения на Гыдане находятся в условиях более высоких среднегодовых температур. Помимо этого, они характеризуются относительно большим содержанием крупной фракции в гранулометрическом составе и более низким содержанием органического углерода. Все эти факторы в совокупности, очевидно, не способствовали как изначально большому представительству микроорганизмов в осадках, так и их длительному сохранению в условиях мерзлоты. Тем не менее тот факт, что изученные скважины находятся на территории нефте- и газоносной провинции, позволяет надеяться в дальнейшем выявить среди

изученных микроорганизмов представителей, способных к деструкции органических контаминантов, таких, как фенолы, нефть и нефтепродукты, формальдегиды и полиароматические углеводороды.

Полевые работы выполнены в рамках экспедиции «Ямал – Арктика 2013», лабораторные работы выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ), гранты № 15-04-07772, 16-45-890076 p_a, 16-35-60118 мол_a_дк, 16-35-00453 мол_a.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ариунукина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М: МГУ, 1970. 487 с.
- Васильев А.С., Стрелецкая И.Д., Мельников В.П., Облогов Г.Е.* Метан в подземных льдах и мерзлых четвертичных отложениях западного Ямала // Доклады Академии наук. 2015. Т. 465. № 5. С. 604–607.
- Гиличинский Д.А., Хлебникова Г.М., Звягинцев Д.Г. и др.* Микробиологические характеристики при изучении осадочных пород криолитозоны // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1989. № 6. С. 114–126.
- Гольева А.А.* Микробиоморфные комплексы природных и антропогенных ландшафтов. Генезис, география, информационная роль. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 240 с.
- Диатомовые водоросли СССР: ископаемые и современные. Т. 1. Л.: Наука, 1974. 403 с.
- Звягинцев Д.Г.* Методы почвенной микробиологии и биохимии. М.: МГУ, 1991. 304 с.
- Минашина Н.Г.* Токсичные соли в почвенном растворе, их расчет и классификация почв по степени засоления // Почвоведение. 1970. № 8. С. 92–105.
- Ривкина Е.М., Краев Г.Н., Кривушин К.В., Лауринавичюс К.С., Федоров-Давыдов Д.Г., Холодов А.Л., Щербакова В.А., Гиличинский Д.А.* Метан в вечномёрзлых отложениях северо-восточного сектора Арктики // Криосфера Земли. 2006. Т. 10. № 3. С. 23–41.
- Спирина Е.В., Федоров-Давыдов Д.Г.* Микробиологическая характеристика мерзлотных почв Колымской низменности // Почвоведение. 1998. № 12. С. 1462–1475.
- Шмелев Д.Г., Краев Г.Н., Веремеева А.А., Ривкина Е.М.* Содержание углерода в мерзлых отложениях северо-востока Якутии // Криосфера Земли. 2013. Т. 17. № 3. С. 50–59.
- Alperin M.J., Reeburgh W.S.* Inhibition experiments on anaerobic methane oxidation // Applied and Environmental Microbiology. 1985. Vol. 50. № 4. P. 940–945.
- Gilichinsky D.A., Wagener S., Vishnevetskaya T.A.* Permafrost microbiology // Permafrost and Pereglacliar Processes. 1995. Vol. 6. № 4. P. 281–291.
- Price P.B., Sowers T.* Temperature dependence of metabolic rates for microbial growth, maintenance, and survival // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2004. Vol. 101. № 13. P. 4631–4636.
- Rérolle V., Ruiz-Pino D., Rafizadeh M., Soucaides S., Papadimitriou S., Mowlem M., Chen J.* Measuring pH in the Arctic Ocean: Colorimetric method or SeaFET? // Methods in Oceanography. 2016. Vol. 17. P. 32–49.
- Rivkina E.M., Shcherbakova V.A., Laurinavichius K.V., Petrovskaya L.E., Krivushin K.V., Kraev G.N., Pecheritsina S.A., Gilichinsky D.A.* Biogeochemistry of methane and methanogenic archaea in permafrost // FEMS Microbiology Ecology. 2007. Vol. 61. P. 1–15.
- Steven B., Briggs G., McKay Ch.P., Pollard W.H., Greer C.W., Whyte L.G.* Characterization of the microbial diversity in permafrost sample from the Canadian high Arctic using culture-dependent and culture-independent methods // FEMS Microbiology Ecology. 2007. Vol. 59. № 2. P. 513–523.
- Vorobyova E.A., Soina V.S., Gorlenko M., Minkovskaya N., Zalinova N., Mamukelashvili A., Gilichinsky D.A., Rivkina E.M., Vishnivetskaya T.A.* The deep cold biosphere: facts and hypothesis // FEMS Microbiological Reviews. 1997. № 20. P. 277–290.

*N.E. DEMIDOV, A.V. BARANSKAYA, E.V. DURDENKO, E.S. KARAEVSKAYA, Z.V. PUSHINA,
E.M. RIVKINA, E.V. SPIRINA, R. SPENSER*

**BIOGEOCHEMISTRY OF PERMANENTLY FROZEN DEPOSITS
ON THE ARCTIC SHORE OF GYDAN PENINSULA**

Core drilling was performed in four regions of arctic shore on Gydan peninsula. Complex laboratory analysis of cores allowed to characterize biochemistry of Gydan permafrost. These results are compared with data from other permafrost provinces and are applied for paleoreconstructions.

Keywords: Gydan peninsula, methane in permafrost, microorganisms in permafrost, carbon in permafrost.

СЕЗОННЫЕ И МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЛЕДОВИТОСТИ В РАЙОНЕ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН ЗА ПЕРИОД 1979–2015 гг.

*инженер Д.И. ТИСЛЕНКО¹, канд. геогр. наук Б.В. ИВАНОВ^{1,2},
канд. геогр. наук В.М. СМОЛЯНИЦКИЙ¹, канд. геогр. наук П.Н. СВЯЩЕННИКОВ^{2,1},
д-р философии К. ИСАКСЕН³, д-р философии Х. ГЬЕТЛЕН³*

¹ — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: daniil.tislenko@gmail.com, b_ivanov@aari.ru, vms@aari.ru

² — Санкт-Петербургский государственный университет, e-mail: svyashchennikov@mail.ru

³ — Норвежский Метеорологический институт, г. Тромсё, Норвегия, e-mail: ketili@met.no, herdismg@met.no

Выполнен анализ ледовитости в водах, окружающих архипелаг Шпицберген (район пролива Фрама, «Китовая бухта», прилегающие акватории Баренцева, Гренландского и Норвежского морей). Использованы открытые российские и зарубежные источники ледовых данных (спутниковые наблюдения), собранные в ГНЦ РФ ААНИИ. Исследованы сезонные изменения, рассчитаны линейные тренды многолетней изменчивости ледовитости и площади морского ледяного покрова за период 1979–2015 гг.

Ключевые слова: Шпицберген, изменения климата, ледовые условия.

ВВЕДЕНИЕ

Изучению климата арх. Шпицберген посвящено большое количество отечественных и зарубежных научных публикаций. В работах (Священников и др., 2010, 2011; Иванов и др., 2012; Тисленко, Иванов, 2015; Marsz, Styszyńska, 2013; Nordli et al., 2014) рассмотрены изменения ряда основных компонент климатической системы на протяжении XX и первого десятилетия XXI в. Так, в работе (Nordli et al., 2014) представлен анализ временной изменчивости приземной температуры воздуха (ПТВ) за период 1898–2012 гг., который позволяет сделать заключение, что за указанный интервал времени в терминах линейного тренда наблюдалось повышение ПТВ на 2,6 градуса. При этом период 2005–2012 гг. оценивается как наиболее теплый за все время инструментальных наблюдений. В работе (Иванов, Журавский, 2010) выполнен анализ долгопериодной изменчивости ряда основных ледовых характеристик для периода 1973–2008 гг., выявивший общее смягчение ледовой обстановки на примере залива Грён-фьорд. При этом отмечается существенная межгодовая изменчивость. Так, если в зимние сезоны 2005–2007 гг. устойчивый ледяной покров (припай) не образовывался вовсе, то затем наблюдалось увеличение средней и максимальной толщины припая вплоть до весны 2011 г., однако в 2011–2014 гг. в заливе Грён-фьорд устойчивый припай

снова отсутствовал. Исследования, выполненные в работах (Тисленко, Иванов, 2015; Павлов и др., 2010; Pavlov et al., 2013), посвящены анализу долгопериодной изменчивости температуры промежуточных трансформированных атлантических вод (ТАВ), проникающих во фьорды острова Западный Шпицберген. Рассчитанные оценки долгопериодной изменчивости ТАВ во фьордах совпадают с результатами представленными в известной работе (Polyakov et al., 2004). В целом же устойчивая тенденция к смягчению климата в районе арх. Шпицберген соответствует хорошо известной концепции «быстрого потепления» Арктики (Алексеев, 2014, 2015; Polyakov et al., 2002; Bekryaev et al., 2010).

В последние годы появился ряд серьезных исследований (Фролов и др., 2010; Haas et al., 2008; Frolov et al., 2009; Renner et al., 2014), посвященных проблемам многолетних изменений площади и толщины ледяного покрова как в районе арх. Шпицберген (пролив Фрама), так и в Арктике в целом. Например, для района Северного полюса за период 2001–2007 гг. наблюдалось уменьшение средней толщины ледяного покрова в августе–сентябре на 44 %, а в качестве причины предлагалось рассмотреть повышение значений ПТВ (Haas et al., 2008). Для района пролива Фрама уменьшение толщины льда за 2003–2012 гг. составило более 50 %, а рассчитанный для этого периода тренд составил 0,3 м/год (Renner et al., 2014). Однако детальных исследований, посвященных изучению закономерностей и особенностей сезонного и многолетнего ледового режима вод, омывающих арх. Шпицберген, до настоящего времени выполнено не было.

В последние годы в лаборатории режимных пособий ААНИИ собраны и обобщены уникальные данные о ледовых характеристиках за весь доступный период визуальных и инструментальных наблюдений (Фролов и др., 2010; Frolov et al., 2009). Период с 1979 г. обеспечен высококачественными однородными рядами с высокой степенью пространственного и временного разрешения, полученными по данным спутниковых наблюдений. Это обстоятельство позволило нам выполнить количественную оценку пространственной и временной изменчивости ледовых условий в водах, омывающих арх. Шпицберген, для периода 1979–2015 гг.

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ

Для получения количественных оценок использовались следующие открытые источники информации, представленные в «Глобальном банке цифровых данных по морскому льду» (Фролов и др., 2010; Frolov et al., 2009):

- региональные 7–30-дневные ледовые карты из архива Мирового центра данных по морскому льду ААНИИ (Гренландское, Баренцево моря за период 1933–2013 гг. (<http://wdc.aari.ru>);

- ежедневные данные об оценках общей сплоченности по алгоритму NASATEAM на основе данных SSMR-SSM/I-SSMIS на сетке 25×25 км за период 1978–2015 гг. из архива NSIDC (ftp://sidacs.colorado.edu/DATASETS/nsidc0051_gsfc_nasateam_seaice/final-gsfc/).

Исследуемые нами готовые ряды данных являются продуктом, позволяющим оценить сезонную и многолетнюю изменчивость ледовитости и площади ледяного покрова в ряде квазиоднородных районов, примыкающих к арх. Шпицберген. Выделение районов выполнено на основе экспертного анализа значений повторяемости встречи со льдом в зимний (ноябрь–май) и летний (июнь–сентябрь) сезоны, а также в месяцы максимального (март) и минимального (сентябрь) развития ледяного покрова

на основе ледового картирования за период 1933–2013 гг. Всего выделено 6 районов (см. рис. 1 цвет. вклейки), имеющих следующую общегеографическую специфику (названия условны): 1 — восточный Шпицберген, 2 — Баренцевоморский, 3 — южный Шпицберген, 4 — западный Шпицберген, 5 — пролив Фрама, 6 — северный Шпицберген («Китовая бухта»). Оценка качества выделения районов подтверждена на основе анализа реализаций сезонных изменений ледовитости по данным SSMR-SSM/I-SSMIS, показавшим значимые различия в сезонной динамике, абсолютных величинах ледовитости и ее многолетних трендах.

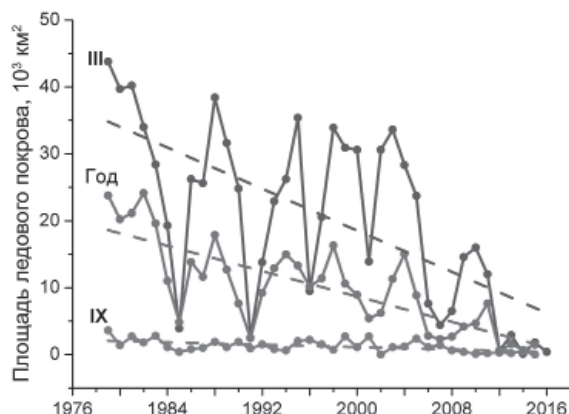


Рис. 2. Временная изменчивость площади ледяного покрова для района № 4 за период с 1979 по 2015 г. (III — март; IX — сентябрь).

РЕЗУЛЬТАТЫ

В качестве примера использования данных «Глобального банка...» на рис. 2 представлен график временной изменчивости среднегодовой площади морского льда для района, расположенного у западного побережья арх. Шпицберген (пролив Фрама, район 4).

Как следует из приведенных графиков, несмотря на высокую межгодовую изменчивость в зимний период (март), наблюдается значительное уменьшение зимней и среднегодовой площади ледяного покрова для всего рассматриваемого периода. В терминах линейного тренда это сокращение (среднегодовые оценки) составляет

Таблица 1

**Коэффициенты наклона линейного тренда («а», тыс. км²/год)
для шести районов архипелага Шпицберген**

Район/ Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1	0,32	0,28	0,11	<i>0,08</i>	<i>0,27</i>	0,94	1,35	0,50	0,15	1,02	1,37	0,45	0,57
2	0,42	0,37	0,18	0,10	0,35	0,68	0,69	0,30	0,14	0,53	1,05	0,49	0,44
3	0,85	0,68	0,37	0,37	0,66	0,68	0,33	<i>0,01</i>	<i>0,01</i>	0,17	0,81	1,03	0,49
4	0,86	0,90	0,74	0,75	0,59	0,38	0,23	0,14	0,04	0,04	0,29	0,73	0,47
5	0,17	0,24	0,17	<i>0,09</i>	<i>0,07</i>	<i>0,06</i>	<i>0,09</i>	<i>0,02</i>	<i>0,11</i>	<i>0,00</i>	<i>0,05</i>	0,13	<i>0,07</i>
6	0,80	0,77	0,44	<i>0,18</i>	<i>0,23</i>	<i>0,22</i>	0,43	<i>0,45</i>	<i>0,36</i>	0,53	0,65	0,72	0,48

Примечание: курсивом выделены значения «а», которые не являются статистически значимыми на уровне $P < 0,05$.

около 0,5 тыс. км² в год. Отметим, что полученный тренд является статистически значимым на уровне $P < 0,05$. Величина коэффициента детерминации составляет 0,59, т.е. полученный линейный тренд описывает более 50 % общей дисперсии анализируемого временного ряда.

В табл. 1 представлены коэффициенты углов наклона линейного тренда, как для отдельных месяцев, так и для среднегодовых значений для всех шести районов. Сокращение площади ледяного покрова (среднегодовые значения) происходит практически с одинаковой скоростью во всех районах, за исключением района 5, выделяющегося на общем фоне. Здесь для периода апрель–ноябрь линейные тренды не являются статистически значимыми, а в другие месяцы года сокращение площади ледяного покрова происходит со скоростями в 2–6 раз меньшими, чем в других районах. По-видимому, такой характер изменчивости связан с особенностями циркуляции вод и льдов — однонаправленный и устойчивый вынос многолетних льдов из центральных частей Арктического бассейна Восточно-Гренландским течением. Для остальных районов наблюдается в целом одинаковая картина изменчивости. Коэффициенты наклона тренда, как правило, максимальны в холодный период (октябрь–март) и минимальны в теплый (апрель–сентябрь). Однако для районов (1–3), расположенных к востоку от архипелага, высокие значения скорости изменения площади льда наблюдаются и в июле–сентябре. Максимальные значения выявлены в районе 1 в июле и ноябре (–1,35 и –1,37 тыс. км²/год соответственно). Для среднегодовых значений максимальное сокращение площади льда также наблюдается в районе 1 и составляет –0,57 тыс. км²/год. Таким образом, на основе полученных данных можно сделать вывод: в водах, окружающих арх. Шпицберген, в течение последних 35 лет на-

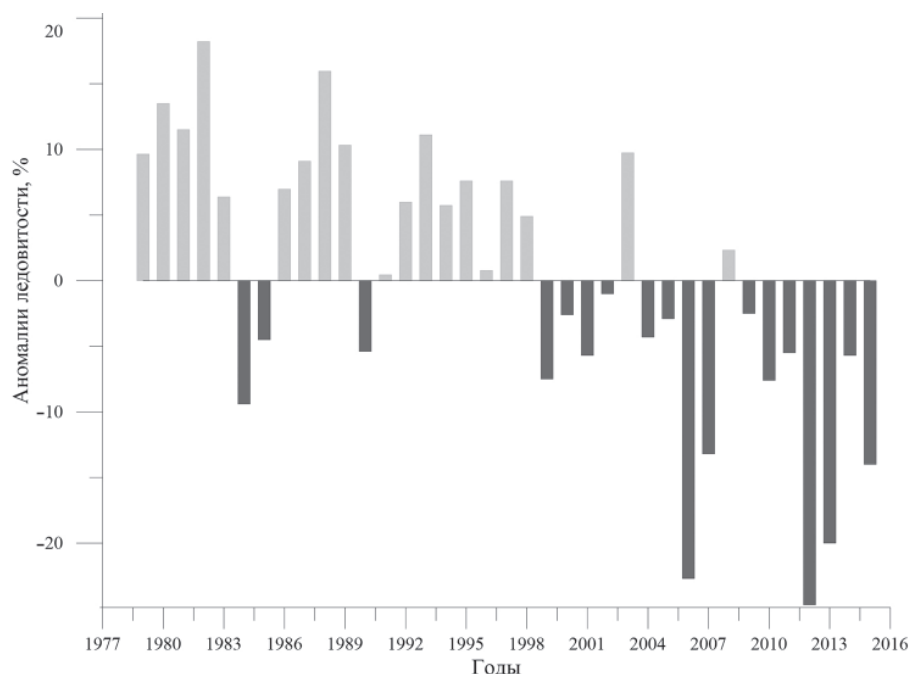


Рис. 3. Аномалии ледовитости в районе арх. Шпицберген за 1979–2015 гг.

Таблица 2

Статистические характеристики общей ледовитости (%)

Характеристика	Месяцы											
	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Среднее	29	40	61	73	78	82	86	86	81	74	53	34
Минимум	10	16	22	29	37	43	54	53	43	34	19	9
Максимум	56	72	90	98	99	98	98	100	98	92	85	56
СКО	11	16	21	18	17	15	10	8	10	13	16	12

блюдается устойчивая тенденция к смягчению ледовых условий, как в среднем за год, так и для отдельных сезонов.

На рис. 3 представлен график временной изменчивости аномалий общей ледовитости в районе арх. Шпицберген за 1979–2015 гг. (по всем районам в целом), рассчитанный по методике, предложенной в работе (Жичкин, 2014). Смысл подхода заключается в представлении численных значений аномалий в процентах. За 100 % принимается среднее значение ледовитости за весь анализируемый период времени.

Анализ полученных данных показал, что в водах, окружающих арх. Шпицберген, на фоне заметной межгодовой изменчивости ледовитости наблюдается ее общее уменьшение за последние три десятилетия. При этом в среднем положительные аномалии (1979–1998 гг.) уменьшаются по абсолютной величине, а отрицательные с 1999 г. по настоящее время увеличиваются.

В табл. 2 представлены статистические характеристики общей ледовитости для каждого месяца года для всего анализируемого периода.

Как следует из представленных данных, ледяной покров в водах, омывающих Шпицберген, наблюдается практически в течение всего года. В среднем к ноябрю большая часть акватории покрывается льдами. Однако в последние 10–15 лет участились случаи, когда ледовитость в ноябре составляет не более 20–40 %. Отдельно можно выделить сезон 2006/07 г., когда вслед за закономерным увеличением площади ледяного покрова от сентября к октябрю в ноябре было зафиксировано его заметное уменьшение, составившее в среднем от 7 до 12 %. Наибольшие значения ледовитости соответствуют периоду январь–май (78–86 %). Максимальные значения наблюдаются в марте и апреле. Абсолютный максимум зафиксирован в апреле 1979 г. Для периода март–май характерна наименьшая изменчивость, стандартное отклонение для этих месяцев составляет 8–10 %. Полного очищения ото льда не наблюдалось ни в один из месяцев за исследуемый интервал времени. В среднем наименее ледовитым месяцем можно считать сентябрь (менее 30 %). Абсолютный минимум ледовитости в районе арх. Шпицберген наблюдался в августе 2004 г. и составил 9 %. Наибольшая изменчивость характерна для периода октябрь–январь и июля, стандартное отклонение составляет 16–21 %.

Для более детального анализа особенностей пространственной и временной изменчивости ледовых условий аналогичный статистический анализ был выполнен индивидуально для каждого из 6 районов. Результаты представлены в табл. 3.

Максимальные значения ледовитости наблюдаются в марте и апреле, минимальные в августе и сентябре. Для районов 1–4 с июля по ноябрь ледяной покров может полностью отсутствовать. Для районов 5–6 полного отсутствия морского

Таблица 3

Статистические характеристики ледовитости (%) для отдельных районов												
Характеристика	Месяцы											
	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Район 1												
Среднее	21,9	44,7	77,0	91,4	94,8	96,4	98,5	98,7	96,6	88,0	55,7	27,0
Минимум	0,0	0,0	0,0	19,3	51,3	61,2	82,2	59,4	32,2	14,8	0,0	0,0
Максимум	75,7	98,1	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,5	71,9
СКО	24,7	33,6	33,1	18,6	11,0	9,0	3,7	6,7	11,8	21,5	30,8	25,1
Район 2												
Среднее	5,0	24,1	65,4	84,1	89,2	91,7	95,1	96,3	92,7	81,3	43,1	9,1
Минимум	0,0	0,0	0,0	8,8	45,9	38,5	67,5	65,8	56,1	19,9	0,2	0,2
Максимум	51,8	80,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	95,5	58,5
СКО	10,7	24,8	35,4	25,0	15,2	13,7	7,9	6,3	11,1	24,0	26,3	14,4
Район 3												
Среднее	1,7	5,9	32,8	60,4	73,2	79,5	85,7	86,1	74,3	52,2	17,5	3,1
Минимум	0,2	0,2	0,4	1,1	4,8	13,2	22,7	48,8	22,2	2,8	0,7	0,7
Максимум	15,3	42,6	93,7	99,8	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	72,3	16,8
СКО	2,4	9,6	28,6	32,8	30,5	26,3	18,0	14,0	20,8	26,4	16,7	2,9
Район 4												
Среднее	2,7	1,9	8,6	22,8	38,7	43,2	45,6	38,5	23,7	17,7	10,3	6,4
Минимум	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,2	1,1	2,4	1,1	0,2	0,2
Максимум	7,8	8,4	53,2	90,9	97,6	93,1	94,8	99,4	88,7	51,9	31,0	18,4
СКО	2,0	1,7	12,6	24,0	31,6	31,7	28,1	24,2	21,9	14,2	8,3	4,6
Район 5												
Среднее	72,9	80,3	82,4	82,9	82,9	85,3	86,6	87,6	86,8	88,7	83,7	72,7
Минимум	40,5	66,8	67,4	71,1	69,2	67,2	73,5	71,5	67,5	73,8	63,5	13,1
Максимум	89,3	95,9	93,9	99,4	99,6	98,7	99,7	100,0	98,9	99,1	96,4	91,0
СКО	11,1	6,7	6,3	6,4	8,0	8,8	6,3	7,2	7,9	7,0	8,8	15,7
Район 6												
Среднее	48,6	58,4	71,2	76,9	73,9	79,1	89,0	92,0	90,8	91,5	81,6	62,0
Минимум	2,0	17,8	23,7	26,4	12,8	26,7	42,3	46,5	47,6	53,1	28,8	15,1
Максимум	83,7	96,6	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,9	92,7
СКО	23,8	22,7	22,9	21,5	24,7	22,1	14,3	10,7	11,5	10,6	18,8	22,6

льда по среднемесячным значениям не наблюдалось. В районе 5 зафиксированы минимальные значения СКО для отдельных месяцев, составляющие от 6 до 16 %. Наибольшая изменчивость наблюдается в районе 4, где СКО изменяется по месяцам от 2 до 32 %.

Межгодовая изменчивость ледовитости в районе 4 (восточная часть пролива Фрама), находящемся под сильным влиянием атлантических вод (Западно-Шпицбергенское течение), требует несколько более подробного описания. Для данной акватории характерны наименьшие средние значения ледовитости по всем месяцам

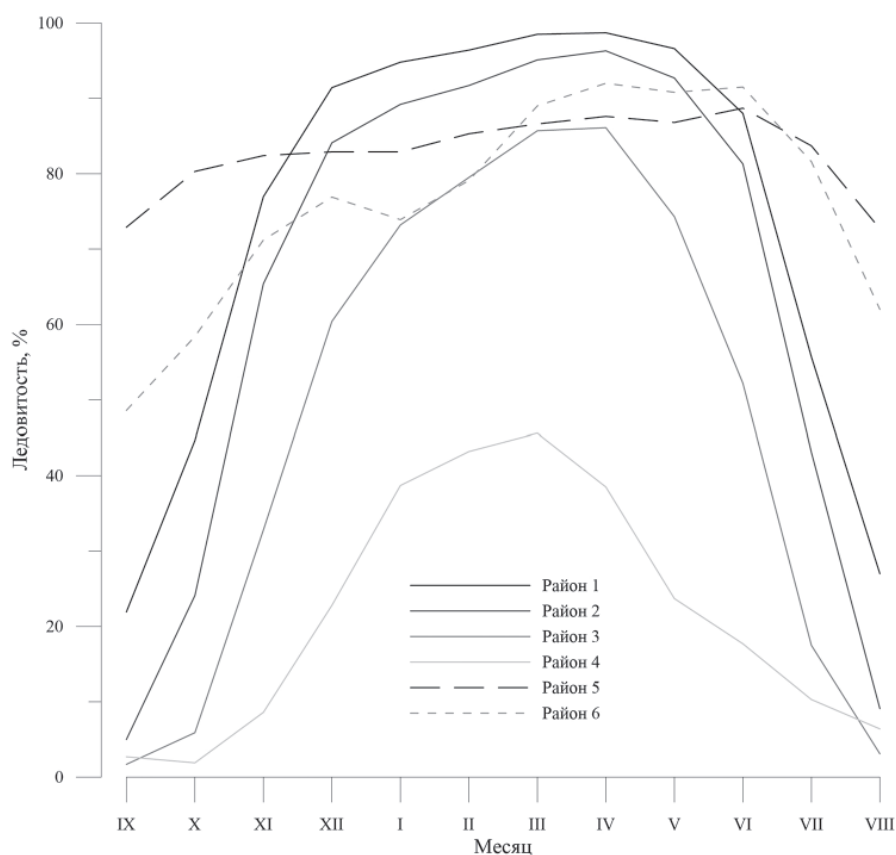


Рис. 4. Сезонные изменения ледовитости в районе арх. Шпицберген.

в сравнении с другими районами. За последние 10 лет средняя ледовитость данного района составляет не более 7 %. Также отмечается тот факт, что наиболее сильная изменчивость наблюдается не в теплый период, когда происходит сезонное таяние ледяного покрова, а в холодный (январь–апрель). СКО для периода январь–апрель составляет от 24 до 32 % при разнице максимального и минимального значений 91–98 %, в июле–октябре от 2 до 8 % при разнице от 8 до 18 % соответственно.

По данным табл. 3 были построены графики изменения средней ледовитости, позволяющие оценить пространственные особенности сезонной изменчивости (см. рис. 4). Так, для районов 1–4 наблюдается ярко выраженный сезонный ход, при этом размах сезонных колебаний в районах 1–3 близок по абсолютной величине, но значительно выше (примерно в 2 раза), чем в районе 4. Для районов 5 и 6 сезонный ход ледовитости выражен в меньшей степени. Причины различий, как это указывалось выше, обусловлены особенностями циркуляции вод в проливе между Гренландией и Шпицберген (район № 5) и существованием зимней стационарной полыньи «Китовая бухта» к северу от арх. Шпицберген (район 6).

Для оценки пространственных особенностей изменчивости ледовитости мы сравнили полученные нами результаты с данными, характеризующими другой крупный арктический архипелаг — Землю Франца-Иосифа (ЗФИ) (Жичкин, 2014).

Так, на основании сравнения средних месячных оценок площади ледяного покрова район арх. ЗФИ является, безусловно, более ледовитым. Наименьшая изменчивость ледовитости в акватории ЗФИ приходится на холодный период года (ноябрь–апрель), СКО изменяется от 0 до 2 %, тогда как для арх. Шпицберген данным месяцам соответствует максимальная изменчивость, особенно периоду ноябрь–февраль (СКО изменяется от 15 до 21 %). Обратная картина наблюдается в теплый период года (август–сентябрь). В районе арх. Шпицберген разница максимального и минимального значений ледовитости составляет 46–48 % (СКО составляет 11–12 %) для указанных месяцев, тогда как для акватории арх. ЗФИ это величина равна 90–95 % (СКО составляет 27 %). В то же время имеется и ряд особенностей, характерных для обоих районов. Например, многолетняя изменчивость ледовитости имеет очень близкий характер. В первую очередь это касается интервалов времени, когда в обоих районах аномалии ледовитости имели одинаковый знак. Положительные аномалии («холодная» фаза) наблюдались с 1979 по 1998 г., отрицательные («теплая» фаза) с 1999 г. по настоящее время. На наш взгляд, это может указывать на наличие общего внешнего источника наблюдаемых изменений.

На следующем этапе исследований мы планируем выполнить взаимный анализ особенностей сезонных и многолетних колебаний ледовитости и аналогичной изменчивости приземной температуры воздуха, данные о которой собраны и обобщены в рамках совместных российско-норвежских исследований на арх. Шпицберген.

ВЫВОДЫ

Выполненная работа посвящена предварительному анализу долгопериодной изменчивости ледовых условий в акваториях, омывающих арх. Шпицберген.

1. На основе проанализированных данных сделан вывод, что в водах, омывающих арх. Шпицберген, в течение последних 35 лет наблюдается устойчивая тенденция к смягчению ледовых условий, как в среднем за год, так и для отдельных сезонов. Общее сокращение площади ледяного покрова в терминах линейного тренда по среднегодовым значениям составляет 2,6 тыс. км² в год.

2. Характер сезонной изменчивости ледовитости обусловлен особенностями циркуляции вод и льдов в районе арх. Шпицберген.

3. С 1979 по 1998 г. наблюдается уменьшение величин положительных аномалий ледовитости, а с 1999 г. по настоящее время наблюдается увеличение величин отрицательных аномалий.

4. Выявлены различия и сходства в характере сезонной и многолетней изменчивости ледовитости на примере вод, омывающих арх. Шпицберген и ЗФИ.

Исследования выполнены в рамках плановой тематики НИОКР ЦНТП Росгидромета (раздел 1.5.3.3) и при поддержке российско-норвежского проекта «Исфьорд — прошлый и современный климат» (ААНИИ – MET-Norway).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев Г.В. Проявление и усиление глобального потепления в Арктике // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2015. Т. 1. С. 11–26.
- Алексеев Г.В. Арктическое измерение глобального потепления // *Лед и снег*. 2014. № 2. С. 53–68.
- Жичкин А.П. Ледовые условия в районе архипелага Земля Франца-Иосифа // *Труды Кольского научного центра. Океанология*. 2014. № 4. Вып. 2. С. 82–89.

Иванов Б.В., Павлов А.К., Андреев О.М., Журавский Д.М., Священников П.Н. Исследования снежно-ледяного покрова залива Грен-фьорд (арх. Шпицберген): исторические данные, натурные исследования, моделирование // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 2 (92). С. 43–54.

Иванов Б.В., Журавский Д.М. Ледовые условия в заливе Грен-фьорд (Шпицберген) в течение 1974–2008 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 2 (85). С. 27–31.

Павлов А.К., Иванов Б.В., Журавский Д.М., Тверберг В. Потепление в фьордах Западного Шпицбергена. Аномалия или естественная изменчивость // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 3 (86). С. 78–84.

Священников П.Н., Иванов Б.В., Бочаров П.В., Журавский Д.М., Тимачев В.Ф., Семенов А.В., Солдатова Т.А., Анциферова А.Р. Исследование радиационных климатических факторов и метеорологического режима архипелага Шпицберген // Российские исследования по программе МПГ 2007/08. Т. 3. Метеорологические и геофизические исследования / Под ред. Г.В. Алексеева. М.: Изд-во Паулсен, 2011. С. 78–84.

Священников П.Н., Иванов Б.В., Бочаров П.В. Влияние характеристик облачности на радиационный режим острова Западный Шпицберген // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Комплексные исследования архипелага Шпицберген / Под ред. Г.Г. Матишова. М.: Изд-во ГЕОС, 2010. С. 474–480.

Тисленко Д.И., Иванов Б.В. Долгопериодная изменчивость температуры атлантических вод в фьордах острова Западный Шпицберген в период первого (1920–1940 гг.) и современного потепления в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 2 (104). С. 93–100.

Фролов И. Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М. Изменения климата Арктики и Антарктики — результат действия естественных причин // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 2. С. 52–61.

Bekryaev R.V., Polyakov I.V., Alekseev V.A. Role of Polar Amplification in Long-Term Surface Air Temperature Variations and Modern Arctic Warming // Journal of Climate. 2010. Vol. 23. P. 3888–3906.

Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovalev E.G., Smolansky V.M. Climate change in Eurasian Arctic Shelf seas. Chichester, UK: Praxis publishing Ltd, 2009. 164 p.

Haas C., Pfaffling A., Hendricks S., Rabenstein L., Etienne J.-L., Rigor I. Reduced ice thickness in Arctic Transpolar Drift favors rapid ice retreat // Geophysical Research Letters. 2008. Vol. 35. Issue 17. P. 2564–2576.

Marsz A., Styszyńska A. Climate and Climate Change at Hornsund, Svalbard. Gdynia Maritime University, Gdynia, 2013. 402 p.

Nordli Ø, Przybylak R., Ogilvie A., Isaksen K. Long-term temperature trends and variability on Spitsbergen: the extended Svalbard Airport temperature series, 1898–2012 // Polar Research. 2014. Vol. 33. URL: <http://dx.doi.org/10.3402/polar.v33.21349> [дата обращения 05.07.2016].

Pavlov A.K., Tverberg V., Ivanov B.V., Nilsen F., Falk-Petersen S., Granskog M.A. Warming of Atlantic Water in two west Spitsbergen fjords over the last century (1912–2009) // Polar Research. 2013. Vol. 32. URL: <http://dx.doi.org/10.3402/polar.v32i0.11206> [дата обращения 05.07.2016].

Polyakov I.V., Alekseev G.V., Timokhov L.A., Bhatt U.S., Colony R.L., Simmons H.L., Walsh D., Walsh J.E., Zakharov V.F. Variability of the Intermediate Atlantic Water of the Arctic Ocean over the Last 100 Years // Journal of Climate. 2004. Vol. 17. P. 4485–4497.

Polyakov I.V., Alekseev G.V., Bekryaev R.V., Bhatt U., Colony R., Johnson M.A., Karklin V.P., Makshtas A.P., Walsh D., Yulin A.V. Observationally based assessment of polar amplification of global warming // Geophysical Research Letters. 2002. № 29. P. 1878–1891.

Renner A.H., Gerland S., Haas C., Spreen G., Beckers J.F., Hansen E., Nicolaus M., Goodwin H. Evidence of Arctic sea ice thinning from direct observations // Geophysical Research Letters. 2014. Vol. 41. Issue 14. P. 5029–5036.

*D.I. TISLENKO, B.V. IVANOV, V.M. SMOLYANITKY, P.N. SVYASHCHENNIKOV,
K. ISAKSEN, M. HERDIS*

SEASONAL AND LONG-TERM CHANGES OF SEA ICE EXTENT IN THE SVALBARD ARCHIPELAGO AREA DURING 1979–2015

The analysis of the ice extent variability in the waters surrounding Svalbard archipelago (Fram Strait area, Whalers Bay, adjacent areas of the Barents, Greenland and Norwegian seas) is provided on a basis of Russian and foreign data collected in the AARI. Ice extent seasonal changes are investigated; linear trends of the ice extent and ice area long-term variability during 1979–2015 are quantified.

Keywords: Spitsbergen, climate change, ice conditions.

ЛЕДОВИТОСТЬ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ В УСЛОВИЯХ КОЛЕБАНИЙ КЛИМАТА АРКТИКИ

канд. геогр. наук В.Е. БОРОДАЧЕВ¹, канд. хим. наук И.В. БОРОДАЧЕВ²

¹ — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: aaricoop@ari.ru

² — ООО «Кемтехнологджи Рус», Санкт-Петербург, e-mail: igorboro@gmail.com

Проведен анализ долговременных колебаний ледовитости моря Лаптевых за период 1940–2014 гг. Выделен крупномасштабный цикл в изменении аномалий ледовитости с высокой продолжительностью ветви его роста и сокращенной его нисходящей ветвью в западной части моря. Показано, что средняя площадь сокращения льдов в море, сохранявшаяся с 1943 по 1995 г., свидетельствует о слабом влиянии глобального потепления на процесс очищения моря ото льдов. Однако последовавшее резкое сокращение площади ледяного покрова в течение 1995–2013 гг. может быть гипотетически отнесено к началу антропогенного воздействия на климат Арктики.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, море Лаптевых, ледовитость, климат, потепление, цикличность, сокращение площади ледяного покрова.

РАЗЛИЧИЕ В ОРИЕНТАЦИИ ТРЕНДОВ АНОМАЛИЙ ЛЕДОВИТОСТИ В ДВУХ ЧАСТЯХ МОРЯ КАК ДОКАЗАТЕЛЬСТВО НЕСХОЖЕСТИ ИХ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА

Потепление климата Земли в современную эпоху вызывает тревогу относительно его будущего развития и последующего влияния на жизнедеятельность человечества (Абдусаматов, 2009; Алексеев, 2003; Захаров, 2004; Дмитриев и др., 2011; Клименко, 2007; Кондратьев, 2004; Миронов, 2004; Митчелл, 1966; Фролов и др., 2007). Причиной этого большинство исследователей считают антропогенный фактор. Например, более 50 лет тому назад американский климатолог Мюррей Митчелл (1966) пришел к выводу о том, что антропогенный фактор уже начал сказываться на глобальном климате. С учетом мнения большинства ученых-климатологов в 1992 г. была принята Рамочная конвенция ООН — соглашение об общих принципах действия по проблеме изменения климата (Абдусаматов, 2009). В 1997 г. на ее основе был заключен Киотский протокол, связавший ряд государств международными ограничениями по снижению выброса в атмосферу парниковых газов.

Действительно в начале XXI в. потепление климата вызвало довольно значительное понижение площади дрейфующих льдов в Северном полушарии планеты. Между тем, в работе (Фролов и др. 2007) показано, что основными причинами изменения климата Арктики и состояния ее морского ледяного покрова являются естественные факторы, которые могут во много раз превышать антропогенное воздействие на климат. Но поскольку климат в XX в. изменялся неравномерно по сезонам и по

поверхности земного шара (Клименко, 2007), возникла необходимость исследовать долговременные колебания ледовитости в отдельных частях арктических морей, происходившие под действием вариаций климата Арктики.

В работе (Бородачев, 2014б) авторы настоящей статьи на основе выделения тренда понижения аномалий ледовитости использовали его линейное уравнение:

$$\Delta L(\tau) = \alpha_1 \tau + C, \quad (1)$$

где ΔL — аномалия ледовитости (%), α_1 — эмпирический коэффициент, τ — год наблюдений, C — свободный член линейного уравнения (%).

Затем по данным работы (Дмитриев и др., 2011) ими был выделен тренд глобальной температуры воздуха в Арктике и рассчитано его уравнение:

$$\Delta T(\tau) = 0,01355\tau + C_2,$$

откуда следует, что

$$\tau = 73,8\Delta T - C_2, \quad (2)$$

где ΔT — аномалия температуры (°C), C_2 — свободный член уравнения (°C).

После этого рассчитывалась формула связи аномалий ледовитости с температурой воздуха:

$$\Delta L = \alpha_1(73,8\Delta T - C_2) + C_1, \quad (3)$$

где C_1 — свободный член линейного уравнения (%).

Уравнения (1) – (3) позволяли по данным трендов рассчитывать температуру воздуха Арктики, величину линейного понижения аномалий ледовитости и величину понижения аномалий, связанную с повышенной температурой воздуха, на любой год периода исследования. Однако следует обратить внимание на то, что связь между ΔL и ΔT , конечно, существует, но она многозначна и нелинейна. Но приняв ее линейной, авторы упомянутой выше работы достаточно убедительно доказали, что постоянное понижение ледовитости в Карском море было вызвано потеплением климата Арктики.

Однако не менее важным открытием было выделение крупномасштабного цикла в колебаниях ледовитости, продолжительностью около 60 лет, который определялся климатическим циклом, вызывавшим процессы похолодания и потепления Арктики.

Принятый метод исследования авторы настоящей статьи применили при изучении долговременных колебаний ледовитости в море Лаптевых. Как известно, большинство исследований ледяного покрова моря Лаптевых в основном носили режимный характер с разработкой методов ледовых прогнозов разной заблаговременности. Наибольший вклад в историю изучения гидрометеорологического и ледового режима этого моря внесли известные ученые: Д.Б. Карелин, И.Д. Карелин, Т.П. Морозова, А.Я. Николаева, Н.П. Шестериков и др. Особенно следует отметить работу (Кириллов, Спичкин, 1977), в которой был выделен в особый район — Североземельский, включавший две смежные части морей Карского и Лаптевых.

Что касается роли процессов потепления и похолодания воздуха в Арктике в изменении ледовых условий в арктических морях, то эта проблема стала разрабатываться с 1944 г. после открытия В.Ю. Визе (Визе, 1945) роли влияния атмосферных процессов и потепления климата 1920–1930-х гг. на ледяной покров. Значительно позже, только в 1976 г., В.Ф. Захаров (Захаров, 2004) осветил тему похолодания Арктики. В 2004 г. Е.У. Миронов (Миронов, 2004), исследуя изменения средней ледовитости за июнь–сентябрь, обнаружил параллельность ее развития с сопутствующими факто-

рами. Наконец, в 2007 г. под руководством И.Е. Фролова (Фролов и др., 2007) было проведено исследование климатических изменений ледовых условий арктических морей и установлено, что многолетние изменения температуры воздуха формировались линейными трендами и климатическими циклами продолжительностью до 60 лет. В колебаниях природных явлений и процессов были выделены три наиболее отличавшихся друг от друга периода — два (1933–1961 гг. и 1984–2005 гг.), характерных для «теплых» лет, и один (1962–1983 гг.) — для «холодных» лет. В результате исследования был разработан фоновый прогноз на XXI век.

Накопленный в XX–XXI вв. материал наблюдений над ледяным покровом арктических морей позволяет более детально изучить долговременные колебания ледовитости как в целом в морях, так и в каждой из их частей.

Среди арктических морей, окаймляющих северное побережье Российской Федерации, море Лаптевых занимает центральное положение, располагаясь между меридианами 100° в.д. – 140° в.д. Оно относится к шельфовым окраинным морям. С запада море ограничено островами арх. Северная Земля и Таймырским полуостровом, а с востока — арх. Новосибирские острова. В материковое побережье моря вдаются Хатангский, Анабарский, Оленекский и Янский заливы, названные по впадающим в них рекам, а также бухта Нордвик и губа Буор-Хая. Море широко открыто в сторону Арктического бассейна. С Карским морем оно сообщается через проливы Красной Армии, Шокальского, Б. Вилькицкого, а с Восточно-Сибирским — через проливы Дм. Лаптева, Этерикан и Санникова.

Основная часть моря Лаптевых мелководна с глубинами в среднем около 50 м. С севера до параллели 78° с.ш. распространяется глубоководная котловина — желоб Садко. С ее учетом средняя глубина моря составляет 533 м. Рельеф дна представлен батимальной равниной. Совокупность географических, метеорологических и гидрологических факторов, характеризующих своеобразный облик моря Лаптевых, формирует на его площади ледяной покров с большими толщинами и сложным рельефом, что определяет разнообразие в долговременных колебаниях его параметров.

На рис. 1, в качестве иллюстрации, представлен график колебаний аномалий ледовитости западной части моря Лаптевых, из которого видно, что линейный тренд аномалий ледовитости имеет положительный знак.

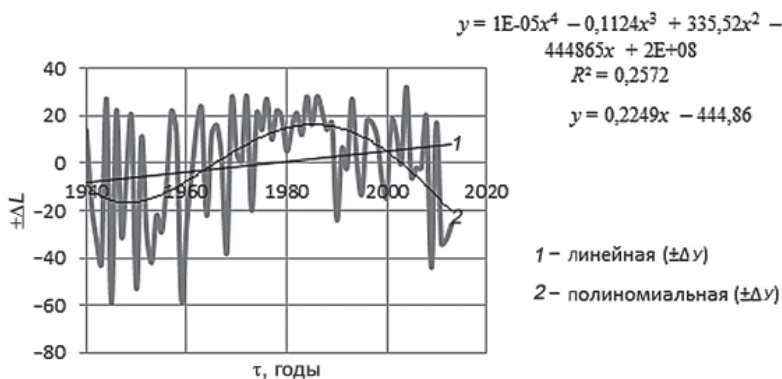


Рис.1. Долговременные колебания аномалий ледовитости в западной части моря Лаптевых в третьей декаде августа.

Расчеты показали, что тренды, отражающие направление в изменении всех декадных аномалий ледовитости в западной части моря Лаптевых, за исключением конца сентября, имели положительный знак (табл. 1):

Таблица 1

Параметры трендов аномалий ледовитости моря Лаптевых					
Месяц, декада	Линейные уравнения трендов	ΔL_n	ΔL_k	V	Угол наклона тренда
Западная часть моря Лаптевых					
VII ₁	$\Delta L = 0,060\tau - 119,1$	-2,7	1,7	0,059	3° 24'
VII ₂	$\Delta L = 0,167\tau - 331,6$	-7,6	4,6	0,165	9° 23'
VIII ₃	$\Delta L = 0,224\tau - 444,8$	-10,6	6,1	0,226	12° 43'
IX ₃	$\Delta L = -195\tau + 385,8$	7,5	-7,5	0,203	11° 30'
Восточная часть моря Лаптевых					
VII ₁	$\Delta L = -0,071\tau + 140,8$	2,8	-2,1	0,069	93° 57'
VIII ₂	$\Delta L = -0,353\tau + 698,8$	12,9	-11,8	0,348	109° 10'

Примечание. ΔL_n и ΔL_k — аномалии ледовитости в начальный (1940 г.) и конечный (2014 г.) год наблюдения; V — скорость изменения аномалий ледовитости, %/год.

Это абсолютно неожиданный результат, утверждающий увеличение аномалий ледовитости в эпоху глобального потепления Арктики. До 1949 г. отрицательные аномалии ледовитости по версии полиномиального тренда увеличивались, что свидетельствовало о сохранении в предыдущие годы преобладания положительных температур воздуха. В последующем стали расти абсолютные значения аномалий, переходя с 1966 г. из области их отрицательных величин в область положительных. По данным линейного тренда рост абсолютных значений аномалий ледовитости обоих знаков продолжался до конца августа, достигнув максимальных значений в третьей декаде сентября (табл. 1). Это, конечно, повлияло на ориентацию трендов аномалий ледовитости в западной части моря, что отражено на (рис. 1). Но нам представляется, что такая устойчивость в сохранении положительных знаков в трендах аномалий ледовитости в западной части моря Лаптевых вызвана причинами более постоянными, нежели изменчивыми. Причем их действие должно быть направлено на длительное и постепенное замедление процесса очищения этой части моря, несмотря на глобальное потепление Арктики.

С этой точки зрения наиболее приемлемой причиной положительной ориентации трендов аномалий является система холодных течений, существующая в западной части моря. Смещая большие водные массы вдоль Евразийского материка, Трансарктическое течение своей южной периферией встречается с далеко выдвинутым в океан островом Комсомолец. Здесь часть этого водного потока раздваивается, образуя Североземельское холодное течение, которое, следуя вдоль архипелага Северная Земля, встречается с островами Старокадомского и Малый Таймыр и также раздваивается. Одна его часть поворачивает к востоку, формируя циклонический кругооборот вод и льдов на севере моря Лаптевых, а другая часть, обходя острова, соединяется с течением из пролива Б. Вилькицкого, образуя Таймырское холодное течение. Именно эта система холодных течений противодействует процессу сезонного очищения моря, что отражается на возникновении положительных знаков ежедекадных трендов.

Нельзя исключить процесс роста аномалий ледовитости в течение лета (до конца августа) при сокращении средних декадных значений ледовитости, происходящий

Таблица 2

Рост аномалий ледовитости в западной части моря Лаптевых летом, %

Месяц, декада	Средняя многолетняя ледовитость, %	Рост аномалий с 1940 по 2013 г.	
		1940 г.	2013 г.
VII ₁	87	-3,1	+1,95
VII ₃	83	-9,1	+5,5
VIII ₃	67	-15,8	+9,1
IX ₃	47	+16,0	-16,0

согласно закономерности, отмеченной авторами в работе (Бородачев, 2014б). Это подтверждается данными аномалий ледовитости по западу моря, рассчитанными по уравнениям трендов относительно среднедекадных значений ледовитости (табл. 2).

Наконец, положительный тренд аномалий ледовитости западной части моря Лаптевых соответствует восходящей ветви крупномасштабного цикла (см. рис. 4). Итак, исследование долговременных колебаний аномалий ледовитости в морях Баренцевом, Карском и Лаптевых дало неожиданные результаты. Во-первых, как и следовало ожидать, тренды аномалий ледовитости во всех частях Баренцева моря (Бородачев, 2014а), в юго-западной (Бородачев, 1998) и северо-восточной части Карского моря до третьей декады июля и восточной части моря Лаптевых были отрицательными. Это прямо указывало на непрерывное понижение ледовитости в этих частях морей в соответствии с потеплением климата Арктики. Во-вторых, впервые выявилась достаточно обширная область Арктики, включающая северо-восточную часть Карского моря и западную часть моря Лаптевых, где тренды аномалий ледовитости в течение длительного времени сохраняли положительные значения (табл. 3).

Таблица 3

Схема ориентации трендов аномалий ледовитости в морях Баренцевом, Карском и Лаптевых

Месяц	Ориентация трендов ледовитости						
	Баренцево море			Карское море		Море Лаптевых	
	В	СВ	ЮЗ	ЮЗ	СВ	З	В
IX	↘	↘	↘	↘	↗	↗	↘
VIII	↘	↘	↘	↘	↗	↗	↘
VII	↘	↘	↘	↘	↘	↗	↘
VI	↘	↘	↘	↘	↘	↗	—
V	↘	↘	↘	—	—	—	—

Примечание. В, СВ, ЮЗ, З, В — части морей; ↘ — понижение ΔL ; ↗ — рост ΔL .

Из этого обстоятельства вытекает весьма важный вывод. Выявленная закономерность означает, что в Северном Ледовитом океане может сформироваться такой комплекс метеорологических, океанологических, орографических и других процессов регионального характера, который может затушевывать, снизить или усилить (как это и было в 2007 г.) ведущую роль глобального потепления Арктики в сокращении площади льдов, что вытекает из фактических данных. Конечно, это предположение в настоящее время противоречит исследованиям, обосновавшим, что в современную эпоху потепление климата Земли вызывается астрономическими причинами. В част-

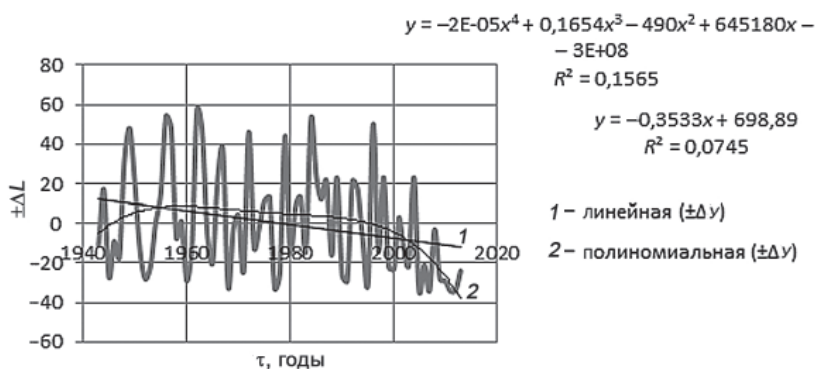


Рис. 2. Долговременные колебания аномалий ледовитости в восточной части моря Лаптевых во второй декаде августа.

ности, Х.И. Абдусаматов (2009) считает, что непосредственное влияние на изменение климата Земли оказывают двухвековые изменения в колебании солнечной постоянной.

Таким образом, возник некоторый парадокс относительно природы формирования области ледяного покрова в небольшой части Арктического бассейна, в которой возникли явления, противоречащие общепринятой идее о понижении ледовитости в арктических морях. В восточной части моря, в отличие от западной, знаки трендов аномалий ледовитости в течение лета оказались отрицательными (табл. 2), что свидетельствовало о непрерывном уменьшении ледовитости. Различие в знаках аномалий еще раз подтвердило давно известное разделение моря Лаптевых по природным условиям на две части (Переведенцев, 2004). В уменьшении ледовитости в восточной части моря Лаптевых несомненно внесло свое влияние потепление Арктики, что можно оценить в первом приближении по связи ΔL с ΔT . Однако представляется, что главную роль в уменьшении ледовитости здесь играет сезонное ее сокращение, которому способствует Новосибирское течение. Об этом свидетельствуют прежде всего чередование крупных ($> 26\%$) положительных и отрицательных аномалий ледовитости (рис. 2).

Высокое значение дисперсии ($\sigma = 26,5\%$) указывает на то, что во второй декаде августа в восточной части моря в период с 1940 по 2013 г. наблюдался паритет между сложной ледовой обстановкой и легкой. Действительно, с 1943 по 2013 г. отмечалось 8 крупных положительных аномалий ледовитости со средним значением $+49\%$ и 13 отрицательных аномалий, среднее значение которых составляло -31% . Но при этом частота проявления в годах между крупными аномалиями оказалась близкой: между положительными 8, а между отрицательными 7. Такая частота наступления крупных аномалий ледовитости обоих знаков в восточной части моря Лаптевых не может быть объяснена влиянием только процесса потепления климата Арктики. Свободный водо- и льдообмен этой части с Арктическим бассейном и Восточно-Сибирским морем приводит к сильному ухудшению ледовых условий при северных воздушных переносах, с понижением температуры воздуха и дрейфом льдов на юг. Наоборот, преобладание южных переносов воздуха усиливает вынос льдов, повышает температуру воздуха и резко улучшает ледовую обстановку.

Таким образом, авторами доказано, что глобальное потепление Арктики не оказало в явном виде сколько-нибудь значимого влияния на долговременные колебания ледовитости в западной части моря Лаптевых, за исключением периода с начала XXI столетия, но способствовало уменьшению ледовитости в его восточной части.

ФОРМИРОВАНИЕ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ЦИКЛОВ В КОЛЕБАНИЯХ АНОМАЛИЙ ЛЕДОВИТОСТИ В МОРЕ ЛАПТЕВЫХ В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА АРКТИКИ

В XX — начале XXI в. в широтной зоне Арктики (70–85° с.ш.) господствовал крупный климатический цикл продолжительностью 60 лет (1906–1966 гг.), продолжением которого была восходящая ветвь следующего климатического цикла, сохраняющаяся до настоящего времени (Дмитриев и др., 2011; Фролов и др., 2007). Однако в некоторых исследованиях под циклом понимались периоды с преобладанием положительных аномалий (потепление) или отрицательных (похолодание). Но в периодах, в отличие от циклов, их ветви не выделяются, поэтому в работе (Фролов и др., 2007) были выделены три периода, а не цикла, названные периодами с «теплыми» годами (1933–1961 гг. и 1984–2005 гг.) и «холодными» годами (1962–1983 гг.).

В нашем исследовании принято, что любой цикл состоит из ветвей роста и спада явления или процесса, причем каждая из ветвей в развитии цикла, например изменения аномалий ледовитости, имеет две стадии: одну в области отрицательных аномалий, другую — в области ее положительных значений. Именно этим он отличается от периодов и иных циклов, например, от циклов солнечной активности. При этом понимается, что каждая ветвь цикла представляется линейным трендом изменения аномалий, имеющим собственное уравнение.

Анализ долговременных колебаний аномалий ледовитости (ΔL) в исследуемом ряду данных (1940–2013 гг.) позволил выделить крупномасштабные циклы по каждой декаде лета обеих частей моря Лаптевых и рассчитать линейные уравнения их ветвей (табл. 4). Итак, нисходящая ветвь 60-летнего цикла характеризовала глубокое

Таблица 4

Параметры крупномасштабных циклов аномалий ледовитости моря Лаптевых

Декада	Период	Линейные уравнения трендов	R^2	ΔL_n	ΔL_k	V	Угол наклона тренда
Западная часть моря Лаптевых							
VII	1945–1990	$\Delta L = 0,548\tau - 1079$	0,207	–13,1	24,1	0,809	38° 57'
	1990–2013	$\Delta L = -0,890\tau + 1783$	0,32	11,9	–8,6	0,854	139° 30'
VIII	1940–1986	$\Delta L = 0,944\tau - 1854$	0,249	–22,6	20,8	0,884	41° 28'
	1986–2013	$\Delta L = -1,162\tau + 2325$	0,221	17,3	–14,1	1,121	131° 44'
IX	1940–1986	$\Delta L = 0,313\tau - 612,1$	0,026	–4,9	9,5	0,306	17° 00'
	1986–2013	$\Delta L = -2,188\tau + 4370$	0,365	24,6	–34,4	2,108	154° 25'
Восточная часть моря Лаптевых							
VII	1943–1963	$\Delta L = 0,903\tau - 1757$	0,034	–2,7	14,6	0,855	40° 33'
	1963–1976	$\Delta L = -2,351\tau + 4637$	0,153	24,3	–8,6	2,19	114° 35'
	1976–1984	$\Delta L = 2,787\tau - 5513$	0,019	–5,9	16,4	2,48	60° 02'
	1984–2013	$\Delta L = -1,399\tau + 2789$	0,238	13,4	–27,2	1,35	126° 33'
VIII	1943–1963	$\Delta L = 0,323\tau - 630,0$	–	–2,4	4	0,582	30° 13'
	1963–1977	$\Delta L = -1,403\tau + 2765$	0,276	10,9	–8,7	1,307	127° 24'
	1977–1998	$\Delta L = 0,521\tau - 1034$	0,09	–4	7	0,917	42° 30'
	1998–2013	$\Delta L = -1,485\tau + 2975$	0,246	8	–14,3	1,394	125° 37'

Примечание. R^2 — квадрат коэффициента корреляции; ΔL_n и ΔL_k — аномалии ледовитости в начальный (1940 г.) и конечный (2013 г.) годы исследуемого периода; V — скорость изменения аномалий ледовитости, $\Delta L/\text{год}$.

похолодание в Арктике, а восходящая ветвь следовавшего за ним современного цикла — устойчивое потепление климата Северного полушария. Наиболее ярко этот цикл проявился в Карском море, продолжительность нисходящей ветви которого, равная 28 годам, была короче восходящей. Этот климатический цикл сформировал крупномасштабный цикл в изменении ледовитости западной части моря Лаптевых.

Первой характерной особенностью такого цикла в западной части моря Лаптевых является высокая продолжительность ветви «роста» ледовитости, то есть времени замедленного разрушения льдов и очищения моря. В конце июля (с этого месяца в море Лаптевых начали производить ледовые авиационные наблюдения) она в два раза превосходила продолжительность развития ветви понижения аномалий ледовитости (рис. 3, 4). Это свидетельствует о том, что в этой части моря Лаптевых, в отличие от северо-востока Карского, период похолодания климата был существенно длиннее, чем период его потепления. Надежность полученного результата расчета подтверждается расположением линии полиномиального тренда на исследуемом отрезке времени.

Вторая особенность восходящей ветви цикла в третьей декаде июля — восемь крупных отрицательных аномалий ледовитости, которые отмечались с 1945 по 1973 г.

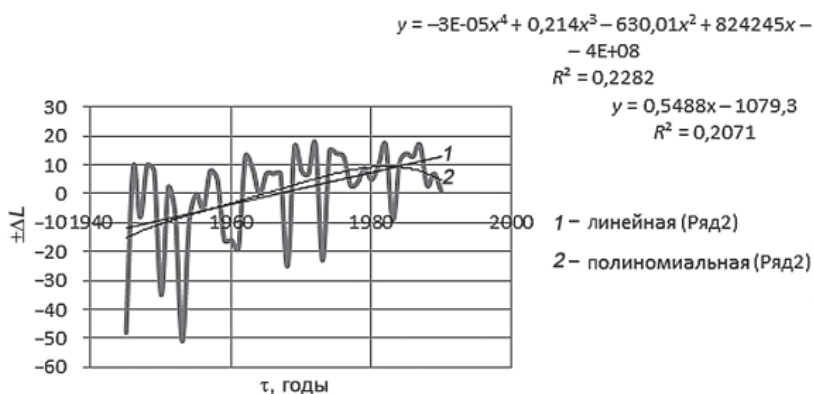


Рис. 3. Положение ветви «роста» крупномасштабного цикла изменения аномалий ледовитости в западной части моря Лаптевых в третью декаду июля.

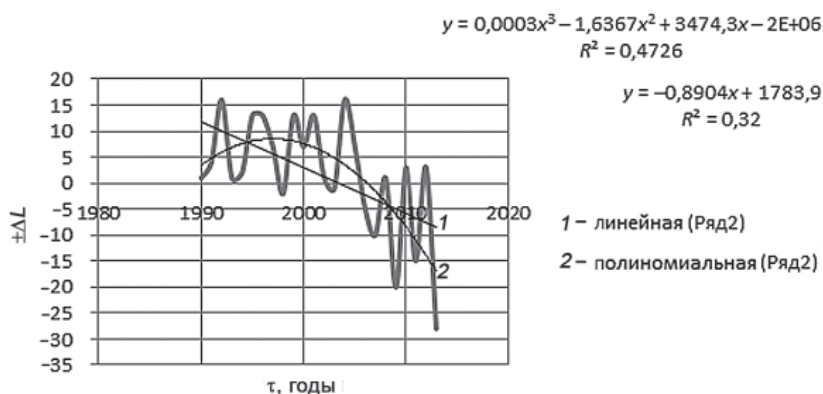


Рис. 4. Нисходящая ветвь крупномасштабного цикла изменения аномалий ледовитости в море Лаптевых в третью декаду июля.

со средней аномалией 29 %. Характерно, что размах межгодовых колебаний аномалий ледовитости существенным образом сужался с 1940 к 1990 г.

Крупных положительных аномалий в пределах восходящей ветви цикла практически не отмечалось, хотя общее количество положительных аномалий составляло 30 единиц, что превышало количество отрицательных аномалий более чем в два раза. Нисходящая ветвь цикла отражала резкое снижение ледовитости в период с 1985 по 2013 г. под действием, прежде всего, потепления климата Арктики (рис. 4). Тем не менее даже при этих условиях тренды долговременных колебаний аномалий оставались положительными.

В эти годы повысился не только коэффициент корреляции между фактическими и рассчитанными нами по линейным уравнениям аномалиями ледовитости, но выросла и скорость уменьшения ледовитости, составив 0,854 %/год. Из сопоставления (рис. 3 и 4) видно, что значение высоты цикла изменения аномалий ледовитости, рассчитанное по разным уравнениям трендов, оказалось почти равным (11 и 12 %), причем максимум высоты цикла наступил точно в 1990 г. Все полученные данные подтверждают правильность принятой в исследовании гипотезы.

В восточной части моря Лаптевых наблюдалось весьма неожиданное явление: климатический цикл породил два крупных цикла в изменении аномалий ледовитости вместо одного (рис. 5). Это показало отличие в процессе долговременных колебаний ледовитости в восточной части от западной и изменение ритмичности этих колебаний. Поскольку авиационные ледовые наблюдения в этой части моря начались только с 1943 г., первый цикл аномалий (назовем его B_1) включает 1943–1975 гг. с максимумом в 1963 г. Тренды и линейные уравнения восходящей и нисходящей ветвей цикла представлены в табл. 4. Самое примечательное, что и в этой части моря, откуда происходит постоянный вынос льдов на север, тем не менее повторяется сокращенный по продолжительности период похолодания Арктики.

Анализ показал, что ориентация тренда восходящей ветви цикла (B_1) изменения аномалий ледовитости достаточно хорошо совпадает с понижением индекса САК (Северо-Атлантического колебания) (Захаров, 2004, с. 78, рис. 3.7). Индекс САК вычисляется как разность давления в районах между Азорскими островами и Исландией и характеризует динамику переноса воздушных масс с запада на восток в североатлантическом регионе (Дмитриев и др., 2011).

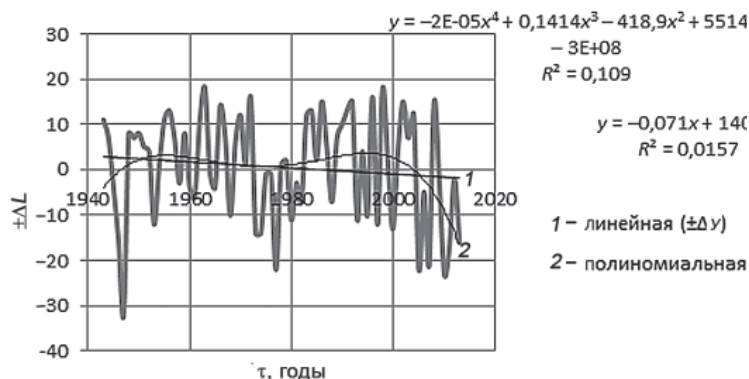


Рис. 5. Два крупномасштабных цикла изменения аномалий ледовитости в восточной части моря Лаптевых.

В упомянутой работе отмечено, что в годы понижения индекса САК исландский минимум был ослаблен, а в высоких широтах Арктики наблюдалось похолодание. Заметим, что выделение центров действия атмосферы (ЦДА) и САК с последующими расчетами их индексов, а также продолжительности развития трендов при изменении ледовитости не являются простыми исследовательскими приемами. Поэтому периоды их действия совпадают не всегда точно. Однако резкое повышение индекса САК с 1964 по 1977 г. почти полностью совпало с периодом роста восходящей ветви цикла V_1 .

Можно предположить, что долговременные колебания аномалий ледовитости в период развития цикла V_1 в восточной части моря Лаптевых объясняются индексом североатлантических колебаний, которые то усиливают западно-восточный перенос, то активизируют антициклоническую циркуляцию в Атлантике, приводящую к разрастанию арктического антициклона и похолоданию климата Арктики.

Этот вывод подтверждается также развитием цикла V_2 , отражавшего долговременные колебания аномалий ледовитости в восточной части моря продолжительностью 33 года (1977–2010 гг.). Характерно, что в колебаниях индекса САК отмечалось два коротких цикла: 1969–1978 гг. и 1979–1986 гг., которые в принципе совпадали с продолжительностью развития обеих ветвей цикла V_2 . Поскольку развитие этих двух циклов проходило на повышенном относительно нормы фоне индекса САК, их действия не повлияли на сохранность отрицательного знака единого тренда аномалий ледовитости во всей восточной части моря Лаптевых (рис. 5).

Таким образом, исследования долговременных колебаний ледовитости, проводимые отдельно по каждой части морей Баренцева, Карского и Лаптевых, убеждают, что в XX — начале XXI в. Арктика находилась в эпохе глобального потепления климата. Однако на тренд его потепления периодически накладывались климатические циклы продолжительностью от 90 до 11 лет (Абдусаматов, 2009; Дмитриев и др., 2011), которые вносили крупные «аномалии» в климат Арктики. Такой аномалией было усиление потепления Арктики в 20–30-х годах XX столетия, которое первым открыл всемирно известный советский ученый В.Ю. Визе.

Но наиболее крупной аномалией климата Арктики явилось похолодание с 1940 по 1966 г., что, по нашему мнению, представляло нисходящую ветвь крупномасштабного климатического цикла, продолжительность которого составляла 60 лет, что совпадает с результатами, полученными ранее (Фролов и др., 2007). Это подтверждается годовыми аномалиями температуры воздуха, приведенными в работе (Дмитриев и др., 2011): в 1939 г. она была $+1,3$ °C, а в 1966 г. температура воздуха составляла уже $-1,3$ °C.

Можно сделать вывод о том, что такие явления в изменении климата Арктики, по всей вероятности, представляют результат взаимодействия двух центров действия атмосферы Северной Атлантики — Исландского минимума и Азорского максимума (Дмитриев и др., 2011). Динамика этих центров достаточно надежно отражается индексом САК. Поэтому крупномасштабные циклы долговременных колебаний аномалий ледовитости или изменяются параллельно изменению в смещении индекса САК, или они во многом зависят от характера взаимодействия отмеченных центров действия атмосферы.

ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ КОЛЕБАНИЯ ПЛОЩАДЕЙ ЛЕТНЕГО СОКРАЩЕНИЯ ЛЬДОВ В МОРЕ ЛАПТЕВЫХ

В научной литературе по морским льдам непременно исследуются колебания площади льдов (Захаров, 2004; Миронов, 2004; Фролов и др., 2007). При этом ее расчеты преимущественно производятся по данным за август. Вместе с тем довольно часто практике

и науке требуются сведения о площадях сокращения льдов (ПСЛ) или, что то же самое, о площадях очищения арктических морей ото льдов (ПОМ), достигнутых к концу лета. В принципе, применение в статье единого термина не имеет большого значения, тем более что на графиках долговременных колебаний аномалий можно отмечать области чистой воды и остаточных льдов. Разница состоит в том, что рассчитанные нами площади сокращения льдов не ограничены какой-либо декадой августа или средней за август, а ограничены периодами полного очищения или сроками наступления нового ледообразования.

В колебаниях ПСЛ в западной части моря Лаптевых прежде всего обращают на себя внимание их достаточно низкие значения. Средняя площадь сокращавшихся ежегодно льдов в западной части моря составляет 141 тыс. км². На 74-летнем периоде колебаний ПСЛ на западе моря Лаптевых площадь акватории без льдов до начала ледообразования оказалась только в двух годах (1959 и 2011 гг.). Еще у четырех лет (1945, 1973, 1995 и 2000 гг.) площадь чистой воды в конце лета не превышала 240 тыс. км². Наиболее ожидаемым результатом в изменении ПСЛ в этой части моря явилось появление положительного знака ее тренда (рис. 6).

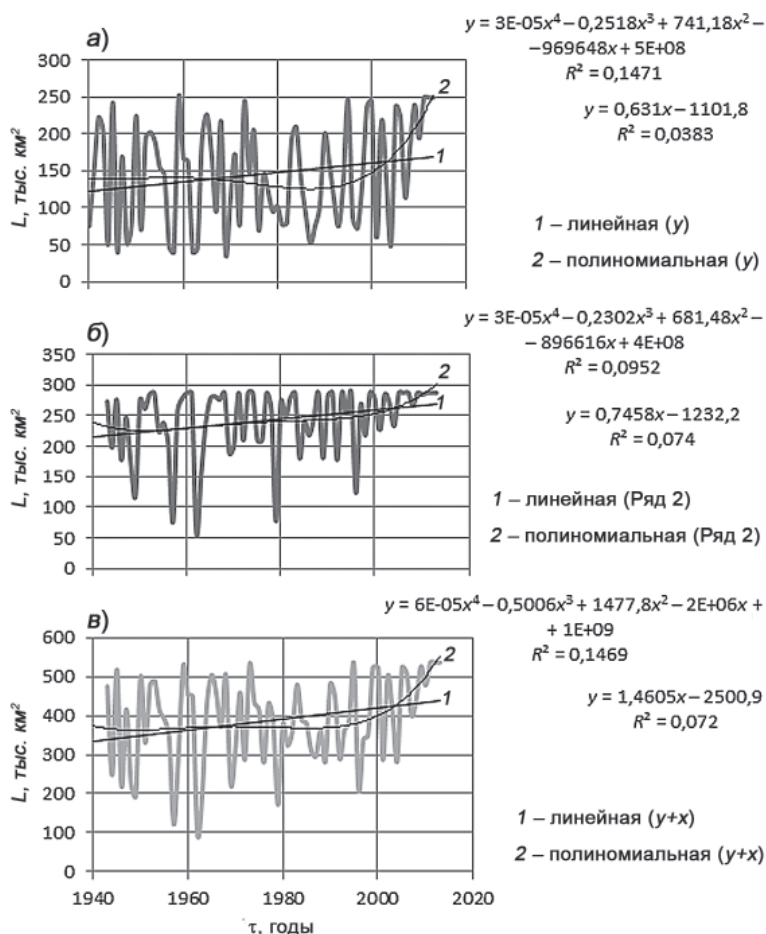


Рис. 6. Колебания площади сокращения льдов: а — в западной части моря Лаптевых; б — в восточной части моря Лаптевых; в — в море Лаптевых в летний сезон.

Таким образом, в западной части моря Лаптевых площадь сокращения льдов, несмотря на положительные знаки трендов сезонных аномалий ледовитости, увеличивалась со средней скоростью 1,94 тыс. км²/год. Следовательно, длительный процесс потепления климата Арктики благотворно отразился на очищении западной части моря. Анализ колебаний ледовитости на западе моря показал, что в их развитии можно выделить три периода. Первый период с 1941 по 1966 г. представлял семейство крупных годовых размахов ледовитости со среднегодовой ПСЛ, равной 146 тыс. км². В течение второго периода (1966–1989 гг.) происходило снижение ПСЛ на 45 тыс. км², что отражено уравнением:

$$L(\tau) = -1,964 \tau + 4010, \quad (4)$$

где L — ледовитость, тыс. км², τ — искомый год.

Наконец, в третий период (1989–2011 гг.) площадь льдов сокращалась, а ПСЛ возраслась (5):

$$L(\tau) = 3,551 \tau - 6941. \quad (5)$$

Создается впечатление, что в западной части моря Лаптевых период в развитии ледовитости с 1966 до 2011 г., представлявший крупномасштабный цикл, повторил, хотя и в очень слабой степени, аналогичный цикл Карского моря. Именно поэтому на его возрастающей ветви в период с 1989 до 2011 г. площадь льдов увеличилась за лето, а площадь сокращения их увеличилась на 96 тыс. км², или на 38,5 % от площади западной части моря. Оба эти периода весьма хорошо отражены полиномиальным трендом.

Колебания ПСЛ в восточной части моря отличались от западной прежде всего тем, что большая часть ее значений (44 %) была выше нормы. Однако более существенное различие состояло в увеличенном количестве лет с полным очищением восточной части моря — 16 лет (22,5 %) из 71-летнего ряда. В этой части моря четко обозначилось общее повышение ПСЛ, причем линейный и полиномиальный тренды практически совпадали на протяжении периода с 1954 до 2003 г.

Убедительно выделились годы с крупными аномалиями ПСЛ (1946, 1949, 1957, 1962, 1977 и 1996 гг.). Если площади обеих частей моря Лаптевых разнились всего на 38 тыс. км², то уже средние значения их ПСЛ увеличились до 106 тыс. км², что указывает на существенное различие в режиме очищения ото льдов этих частей моря.

Особенно разительно отличие роли колебаний ПСЛ обеих частей моря в колебаниях общей площади сократившихся льдов по морю Лаптевых в целом. Несмотря на повышенную площадь восточной части моря по сравнению с западной, общий характер колебаний ПСЛ моря в целом и их ритмика почти однотипны с такими же колебаниями на его западе (рис. 6 а, в, с). Это очень важный вывод, объясняющий, что в вариациях ледового режима моря главная роль принадлежит колебаниям площади льдов на западе моря, то есть изменчивости площади в большей мере Таймырского ледяного массива и в меньшей Янского. Этот вывод в основном подтверждает известные закономерности ледового режима моря, но его новизна заключается в отражении конкретных вариаций площади льдов в каждой его части на протяжении 1940–2014 гг. и их вкладе в долговременные колебания площади льдов в море Лаптевых в целом.

Необходимо привести некоторые статистические показатели в колебаниях ПСЛ моря Лаптевых. Средняя многолетняя площадь ежегодного сокращения льдов в море составляет 388 тыс. км², что соответствует 72,4 % от площади моря. Однако размах ее достигает существенных значений: в 1962 г. площадь открытой воды в

море составляла всего 97 тыс. км² (18,09 %), а в каждом из годов с 2011 по 2013-й она составляла уже 439 тыс. км², или 81,9 %. Это, естественно, определило величину дисперсии: 105,5 тыс. км² ($\pm 52,25$ тыс. км²), при этом СКО = 8,852.

ВЫВОДЫ

Выполненное исследование долговременных колебаний ледовитости показало, что в арктических морях чередуются области с отрицательными трендами ледовитости, в которых происходит ее длительное понижение, и области с положительными трендами, в которых происходит существенное замедление процесса таяния льдов и сокращения их площадей. Характерно, что положительные тренды изменения аномалий ледовитости присущи морям с большими площадями припайных льдов, средние сроки взлома которых как раз относятся к третьей декаде июля. Закономерным выглядит уменьшение продолжительности, сроков начала и окончания крупномасштабных циклов ледовитости и их высот. Наиболее рельефно такой цикл представлен в Карском море, уже в восточной части моря Лаптевых он разделяется на два цикла и относительно слабо выражен в Восточно-Сибирском море.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдусаматов Х.И.* Солнце диктует климат Земли. СПб.: Изд-во «Логос», 2009. 197 с.
- Алексеев Г.В.* Исследования изменений климата Арктики в XX столетии // Тр. ААНИИ. 2003. Т. 446. С. 6–21.
- Белязо В.А.* Планетарные циклы в колебаниях атмосферной циркуляции и их проявление в некоторых процессах Арктики // Тр. ААНИИ. 1999. Т. 441. С. 46–51.
- Бородачев В.Е.* О периодическом характере изменения площади льдов некоторых возрастных видов // Тр. ААНИИ. 1985. Т. 396. С. 68–75.
- Бородачев В.Е.* Льды Карского моря. СПб.: Гидрометеиздат, 1998. 182 с.
- Бородачев В.Е., Бородачев И.В.* К вопросу о климатических периодах и циклах ледовитости Баренцева моря // Экспресс-информация. 2014а. Вып. 40. 56 с.
- Бородачев В.Е., Бородачев И.В.* Ледовитость Карского моря в вариациях климата Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014б. № 2 (104). С. 57–67.
- Бородачев В.Е., Тимохов Л.А.* О строении ледяного покрова // Труды ААНИИ. 1979. Т. 364. С. 52–63.
- Визе В.Ю.* Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей // Тр. ААНИИ. 1944. Т. 190. 273 с.
- Волков Н.А., Слепцов-Шевлевич Б.А.* О цикличности в колебаниях ледовитости арктических морей // Тр. ААНИИ. 1971. Т. 303. С. 5–305.
- Гудкович З.М., Кириллов А.А., Ковалев Е.Г., Сметанникова А.В., Спичкин В.А.* Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 328 с.
- Дмитриев А.А., Белязо В.А., Гудошиников Ю.П.* Ритмические колебания земных природных процессов и их гравитационная обусловленность. СПб.: Изд-во Политехнического университета, 2011. 231 с.
- Захаров В.Ф.* Похолодание Арктики и ледяной покров арктических морей. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 95 с.
- Зубакин Г.К., Бузин И.В.* Характеристика многолетних изменений параметров климатической системы Баренцевоморского региона и возможный механизм ее развития // Тр. ААНИИ. 2009. Т. 450. С. 67–80.

- Имбри Дж., Имбри К.П.* Тайны ледниковых эпох. М.: Прогресс, 1988. 263 с.
- Карелин Д.Б.* Влияние гидрометеорологических условий на состояние льдов в море Лаптевых // Тр. ААНИИ. 1945. Т. 188. 259 с.
- Кириллов А.А., Спичкин В.А.* Методика прогноза распределения льдов в юго-западной части Карского моря // Тр. ААНИИ. 1973. Т. 307. С. 79–82.
- Клименко В.В.* Климатическая сенсация. Что нас ожидает в ближайшем и отдаленном будущем. URL: www.polit.ru/lectures/2007/02/15/Климанко.html [дата обращения 15.07.2015]
- Кондратьев К.Я.* Изменение глобального климата: нерешенные проблемы // Метеорология и климатология. 2004. № 6. С. 118–127.
- Миронов Е.У.* Ледовые условия в Гренландском и Баренцевом морях и их долгосрочный прогноз. СПб.: ААНИИ, 2004. 314 с.
- Митчелл Дж.М.* Современные вековые колебания температуры земного шара // Солнечная активность в изменении климата. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. С. 86–105.
- Николаева А.Я., Шестериков Н.П.* Метод расчета ледовых условий (на примере моря Лаптевых) // Тр. ААНИИ. 1979. Т. 292. С. 143–217.
- Оль А.И.* Проявление 22-летнего цикла солнечной активности в климате Земли // Тр. ААНИИ. 1969. Т. 289. С. 116–131.
- Переведенцев Ю.П.* Теория климата. Казань: Изд-во Казанского университета, 2004. 318 с.
- Смирнов Н.П., Саруханян Э.И., Розанова И.В.* Циклические центры действия атмосферы Южного полушария и изменение климата. СПб.: РГГМУ, 2002. 121 с.
- Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М.* Климатические изменения ледовых условий в арктических морях Евразийского шельфа // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. Вып. 75. С. 149–160.

V.E. BORODACHEV, I.V. BORODACHEV

LAPTEV SEA ICE EXTENT IN ARCTIC CLIMATE FLUCTUATION CONDITIONS

The analysis on long-term fluctuations of the Laptev Sea ice coverage over a period of 1940–2014 has been performed. Large-scale cycle in ice extent anomalies change with high duration of growth phase and abbreviated phase of its reduction in Western part of the sea was emphasized. It is shown that variation of ice area reduction lasted from 1943 till 1995 indicates the slight impact of global warming on ice clearing process. But the following sharp reduction of ice area from 1995 till 2013 can be hypothetically referred to the beginning of man-caused impact on Arctic climate.

Keywords: Arctic Ocean, Laptev Sea, ice extent, climate, warming, cyclicity, ice cover reduction.

НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО НЕОПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫМ ОТЛОЖЕНИЯМ ЗАПАДНОГО ТАЙМЫРА И ОСТРОВОВ КАРСКОГО МОРЯ

канд. геол.-мин. наук Е.А. ГУСЕВ¹, канд. геол.-мин. наук Ф.Е. МАКСИМОВ²,
д-р геол.-мин. наук А.Н. МОЛОДЬКОВ³, инженер Я.Д. ЯРЖЕМБОВСКИЙ⁴,
нач. партии А.А. МАКАРЬЕВ⁴, д-р геол.-мин. наук Х.А. АРСЛАНОВ²,
д-р геол.-мин. наук В.Ю. КУЗНЕЦОВ², инженер А.Ю. ПЕТРОВ²,
инженер В.А. ГРИГОРЬЕВ², канд. геол.-мин. наук И.В. ТОКАРЕВ⁵

¹ — ФГБУ ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, e-mail: gusevgeny@yandex.ru

² — СПбГУ, факультет географии и геоэкологии, Санкт-Петербург, e-mail: maksimovfedor@yandex.ru

³ — Таллиннский технический университет, Институт геологии, Эстония, г. Таллинн, e-mail: molodkov@gi.ee

⁴ — Полярная морская геологоразведочная экспедиция, г. Ломоносов, e-mail: greenz@yandex.ru

⁵ — Санкт-Петербургский государственный университет, Ресурсный центр «Геомодель», Санкт-Петербург, e-mail: tokarevigor@gmail.com

Рассмотрены новые радиоуглеродные и уран-ториевые датировки отложений Западного Таймыра и островов Карского моря, выполненные по органическим остаткам (древесина, торф, раковины моллюсков), а также датировки, выполненные по песчаным отложениям методом инфракрасной оптико-стимулированной люминесценции (ИК-ОСЛ). Наибольшее количество датировок, полученных по отложениям морских террас, коррелирует с каргинским (МИС 3) горизонтом. Отложения, содержащие торф и древесину, в основном — голоценового возраста. Аккумулятивные гряды на полуострове Михайлова (Западный Таймыр) коррелируют с зырянским (МИС 4) горизонтом и являются древними морскими береговыми валами.

Ключевые слова: геохронология, радиоуглеродное датирование, оптико-стимулированная люминесценция, уран-ториевое датирование, неоплейстоцен, голоцен, Таймыр, Карское море.

ВВЕДЕНИЕ

Центральный сектор Российской Арктики, в пределах которого находятся Таймыр с архипелагом Северная Земля, омываемые шельфовыми морями Карским и Лаптевых, а также водами Северного Ледовитого океана, является ключевым для расшифровки кайнозойской палеогеографии Арктики. В настоящее время доминируют представления о преобладании в регионе гляциальных условий в течение всего неоплейстоцена, причем центром бывших ледниковых щитов принято считать Карский шельф (Svendsen et al., 2004 и др.). Причем эти реконструкции основаны

исключительно на анализе особенностей рельефа и генетической интерпретации четвертичных отложений материковой суши. Данные о рельефе и отложениях шельфа и островов почти не учитываются. Вместе с тем дно Карского моря почти не несет следов оледенений, здесь фиксируются только затопленные краевые морены расширявшихся некогда ледников, центры которых располагались на Северной Земле. Кроме того, шельф расчленен густой сетью палеодолин, сформировавшихся в эпохи регрессий (Куликов, Мартынов, 1961; Ласточкин, 1977). Крупные окраинно-шельфовые желоба — Св. Анны, Воронина, Старокадомского — имеют не ледниковое, а тектоническое происхождение (Мусатов, 1989; 1996).

Геологическая изученность Карского шельфа и островов — предполагаемого ледникового центра — крайне слабая. Геолого-геофизические данные, включающие подробную батиметрическую информацию, получены совсем недавно. Острова же почти не изучены, некоторые эпизодически посещались геологами в первой половине XX в. (Люткевич, 1940; Сакс, 1945; Дибнер, 1957). Сравнительно недавно начато исследование геоморфологии и четвертичных отложений отдельных островов Карского моря (Тарасов и др., 1995; Романенко, 1998; Романенко и др., 2001; Стрелецкая и др., 2012; Гусев и др., 2013).

Гораздо лучше ситуация с уровнем геологической изученности Таймырского полуострова, который посещался в последние годы как отечественными исследователями (Анисимов и др., 2000; Федоров и др., 2001; Шнейдер, 2002; Межубовский и др., 2003; Павлов и др., 2004; Большианов, 2006; Bolshiyarov, Molodkov, 1999 и др.), так и по международным проектам (Alexanderson et al., 2001; Hjort, Funder, 2008; Moller et al., 2008 и др.).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В 2014–2015 гг. силами Полярной морской геологоразведочной экспедиции на участке Карского шельфа в пределах листов S-44, 45 Государственной геологической карты России масштаба 1:1 000 000 были проведены экспедиционные исследования. Кроме морских работ, десантным способом посещалось побережье Таймыра и островов Карского моря (рис. 1) (Яржембовский и др., 2015). Значительные пространства островной и материковой суши лишены покрова четвертичных отложений — на дневной поверхности выступают в разной степени выветрелые коренные породы либо элювиально-делювиальные, а также солифлюкционные образования. Немногие разрезы четвертичных отложений мощностью первые метры были вскрыты расчистками, канавами или закопушками. Разрезы опробовались для дальнейшего изучения литологических свойств осадков, наличия микрофауны и спор с пылью, а также датирования. Для датирования четвертичных отложений отбирались органические остатки — торф, древесина, раковины моллюсков, а также вмещающие песчаные отложения. На материковой части изучены разрезы полуостровов Михайлова и Северный, кроме того, собран материал на островах Хлебникова, Тройной (архипелаг Известий ЦИК), Циркуль (шхеры Минина), Рингнес (архипелаг Мона), Западный и Восточный Каменный (Пясинский залив), Крестовский (Енисейский залив) и Свердруп.

Применялись следующие методы датирования: конвенциональный (традиционный) радиоуглеродный анализ по макрообъемным пробам (^{14}C), уран-ториевый метод (^{230}Th -U), метод оптически инфракрасно-стимулированной люминесценции зерен полевых шпатов (ИК-ОСЛ). Раковины морских моллюсков датировались методами



Рис. 1. Места отбора проб для датирования четвертичных отложений.

^{14}C и $^{230}\text{Th-U}$, древесные остатки и торф — ^{14}C в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана СПбГУ; вмещающие пески и алевриты — ИК-ОСЛ в Лаборатории геохронологии четвертичного периода Института геологии Таллиннского технологического университета (ИГ ТТУ) под руководством А.Н. Молодькова. Результаты датирования приведены в таблицах 1–3.

Процедура проведения ^{14}C -датирования состояла из нескольких этапов. Предварительно раковины моллюсков механически очищались от частиц вмещающих осадков, затем их внешний слой удалялся соляной кислотой. Из карбоната кальция внутренней части раковин через ряд промежуточных стадий синтезировался ацетилен, затем бензол. Активность ^{14}C -бензольного сцинтиллятора измерялась на сцинтилляционном счетчике. Приведенные процедуры детально описаны в работе (Арсланов, 1987).

Таблица 1

Результаты радиоуглеродного датирования

№ п/п	Лаб. номер	№ разреза, его местоположение, материал	Радиоуглеродный возраст, лет	Калиброванный возраст (календарный), кал. лет
1	ЛУ-7742	114-1, Карское море, о. Вост. Каменный, торф	7200±100	8040±100
2	ЛУ-7743	114-2, Карское море, о. Вост. Каменный, древесина	8370±100	9340±120
3	ЛУ-7744	312, Карское море, о. Зап. Каменный, торф	1570±80	1470±80
4	ЛУ-7745	101-2, Карское море, о. Крестовский, торф	7890±140	8760±190
5	ЛУ-8139	1, п-ов Северный, раковины	60±120	<200
6	ЛУ-8140	117, п-ов Михайлова, мыс Изгиб, раковины	$\delta^{14}\text{C} = 7,90 \pm 1,12 \%$	1956–1957 (4,3 %); 1998–2008 (91,1 %)
7	ЛУ-8141	349, о. Хлебникова (Известий ЦИК), раковины	$\delta^{14}\text{C} = 12,64 \pm 1,30 \%$	1957–1958 (6,1 %); 1990–1999 (89,3 %)
8	ЛУ-8142	352, о. Тройной (Известий ЦИК), раковины	$\delta^{14}\text{C} = 4,60 \pm 1,22 \%$	1955–1957 (16,4 %); 2004–соврем. (79,0 %)
9	ЛУ-8143	366-6.9, о. Вост. Каменный, древесина	32320±1930	37350±2330

Примечание: значения календарного возраста для № 1–4 рассчитаны калибровочной программой “CalPal2007_HULU” Кельнского университета 2007 года (авторы В. Weninger, О. Joris, U. Danzeglocke, www.calpal.de), значения календарного возраста для № 5–9 рассчитаны калибровочной программой “OxCal 4.2” (калибровочная кривая “IntCal 13”, Christopher Bronk Ramsey, <https://c14.arch.ox.ac.uk>).

Таблица 2

Результаты радиохимического определения изотопов U и Th и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -возраст внешних (А) и внутренних (В) фракций раковин моллюсков

№ лаб. / № разреза	Доля обр., %	^{238}U	^{234}U	^{230}Th	^{232}Th	$\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}}$	$\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}}$	$\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}$	Прямой возраст тыс. лет
123А / 351	0,430	0,991± ±0,046	1,253± ±0,052	0,968± ±0,033	0,371± ±0,020	2,612± ±0,161	0,773± ±0,042	1,264± ±0,073	148,2± ±20,8/16,8
123В / 351	0,570	0,719± ±0,033	0,963± ±0,038	0,325± ±0,015	0,060± ±0,007	5,466± ±0,656	0,338± ±0,021	1,339± ±0,075	43,9±3,5/3,3
130А / 67	0,478	1,027± ±0,044	1,331± ±0,051	0,390± ±0,015	0,063± ±0,006	6,171± ±0,626	0,293± ±0,016	1,295± ±0,064	37,1±2,5/2,4
130В / 67	0,522	0,624± ±0,031	0,726± ±0,034	0,201± ±0,011	0,024± ±0,004	8,351± ±1,548	0,276± ±0,020	1,163± ±0,071	34,8±3,1/3,0
129А / 357	0,502	1,858± ±0,067	2,138± ±0,073	0,866± ±0,031	0,074± ±0,010	11,738± ±1,612	0,405± ±0,020	1,151± ±0,047	55,6±3,9/3,7
129В / 357	0,499	0,917± ±0,058	1,084± ±0,064	0,350± ±0,021	0,027± ±0,008	13,073± ±3,971	0,323± ±0,027	1,181± ±0,093	41,9±4,6/4,4
139А / 335	0,487	0,405± ±0,019	0,541± ±0,023	0,283± ±0,016	0,053± ±0,007	5,368± ±0,778	0,522± ±0,037	1,338± ±0,079	77,1±8,6/7,8
139В / 335	0,513	0,139± ±0,012	0,189± ±0,013	0,094± ±0,009	≤0,012	≥7,988	0,501± ±0,058	1,361± ±0,149	72,6± ±13,5/11,6

№ лаб. / № разреза	Доля обр., %	^{238}U	^{234}U	^{230}Th	^{232}Th	$\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}}$	$\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}}$	$\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}$	Прямой возраст тыс. лет
140А / 67	0,494	1,504± ±0,055	1,733± ±0,061	0,743± ±0,033	0,088± ±0,010	8,425± ±1,020	0,429± ±0,024	1,153± ±0,043	59,9±4,8/4,6
140В / 67	0,506	0,627± ±0,033	0,793± ±0,038	0,258± ±0,015	≤0,011	≥24,257	0,325± ±0,024	1,265± ±0,078	42,0±4,0/3,8
145А / 369	0,481	1,101± ±0,037	1,512± ±0,046	0,388± ±0,024	0,040± ±0,008	9,597± ±2,046	0,257± ±0,017	1,374± ±0,051	31,8±2,6/2,5
145В / 369	0,520	1,134± ±0,046	1,508± ±0,056	0,303± ±0,014	0,012± ±0,003	24,908± ±6,482	0,201± ±0,012	1,330± ±0,061	24,1±1,6

Таблица 3

Результаты ИК-ОСЛ-датирования

№ п/п	Лаб. №	Материал / № разреза, глубина отбора, м	Возраст, тыс. лет	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)
1	RLQG 2398-115	Песок / 313, 2,5	225,0±18,0	0,73	3,37	2,04
2	RLQG 2399-115	Песок / 313, 4	325,0±20,0	0,83	2,45	1,95
3	RLQG 2402-076	Песок / 365, 0,3	63,6±4,8	0,59	1,50	0,88
4	RLQG 2403-076	Песок / 365, 0,4	65,6±4,9	0,28	2,12	0,85

В рамках геохронометрического ($^{230}\text{Th}/\text{U}$ -) изучения раковин моллюсков, отобранных из четвертичных отложений, получены данные о содержании изотопов урана и тория во внешних (А) и внутренних (В) слоях раковин (табл. 2). Подготовка проб и измерения проведены по схеме, примененной для датирования раковин моллюсков из морских террас Шпицбергена (Максимов и др., 2016). Определение удельных активностей изотопов урана и тория выполнено в соответствии со следующей схемой: 1) разделение внешних и внутренних слоев (фракций) раковин в результате их последовательного растворения в азотной кислоте; 2) выделение и очистка изотопов U и Th из исследуемых фракций с использованием метода анионообменной хроматографии; 3) электроосаждение изотопов U и Th; 4) альфа-спектрометрическое измерение изотопов U и Th.

Отбор проб для датирования методом ИК-ОСЛ проводился непосредственно на разрезах в непроницаемые для дневного света пластиковые трубки диаметром 5 см. Далее отобранные образцы транспортировались в лабораторию в Таллинн для дальнейших измерений. Подготовка зерен калиевого полевого шпата, используемого для ИК-ОСЛ-датирования, подробно описана в работе (Molodkov, Bitinas, 2006). Для измерения палеодозы отбирались частицы размером 100–150 мкм. В расчетах на качественном уровне учитывалась информация о влажности измеряемых отложений и глубине отбора проб (расстояние от современной дневной поверхности).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты датирования органических остатков и вмещающих их осадков свидетельствуют о том, что изученные нами отложения имеют возраст от среднего неоплейстоцена до голоцена.

ИК-ОСЛ-датировки. Разрез 313 на северо-западном берегу о. Восточный Каменный (рис. 2 цвет. вклейки) сложен: супесью желто-коричневато-серой, рыхлой (0–0,3 м), песком мелкозернистым слоистым, светло-желтовато-серого цвета, ожелезненным (0,3–2,45 м), песком темно-серым, слоистым, с прослоями рыжего и черного цвета, с линзами алевролита, в нижней части обогащен органикой (2,45–4,6 м). Результаты ИК-ОСЛ-датирования по двум пробам на первый взгляд несколько настораживают, получается что 2,5 м сортированных песков накопилось за 100 тыс. лет. Для прибрежных и мелководных фаций обычно характерны более высокие скорости осадконакопления. С другой стороны, осаджение 2,5 см в 1000 лет в целом может характеризовать морское осадконакопление в обстановке открытого шельфа.

Еще интереснее получились ИК-ОСЛ-датировки по образцам, отобраным из гряд на полуострове Михайлова (Западный Таймыр). В точке наблюдения (т.н.) 365 небольшим шурфом вскрыта одна из гряд. Под покровным комплексом (0,2 м), представленным серой супесью с гравием и галькой, залегают средне-крупнозернистые полимиктовые пески серого, с желтоватым оттенком, цвета. Пески слоистые, встречаются прослои, обогащенные гравием и галькой. Окатанность обломков средняя, реже — хорошая. Встречаются редкие мелкие обломки раковин морских моллюсков *Astarte* sp. Ниже 0,6 м отложения мерзлые. Образцы отобраны с глубины 0,3 и 0,4 м. Полученный нами по двум образцам возраст около 65000 лет как будто отвечает максимуму оледенения МИС 4. Большинство авторов, изучавших четвертичную историю Таймыра, считают полуостров Михайлова краевым гляциальным образованием. На полуостров выводят реконструируемые границы оледенений: МИС 4 (Alexanderson et al., 2001; Svendsen et al., 2004), МИС 2 (Исаева, Кинд, 1986). Однако если бы это было так, то возраст привнесенных ледниками (сгруженных в гряды) отложений должен был бы быть намного древнее, так как, согласно существующим представлениям, отложения в грядах должны были формироваться более древними отложениями, захваченными ледником при движении со стороны шельфа Карского моря, о чем якобы свидетельствуют фрагменты морских раковин в отложениях гряд, характерная форма и ориентация этих образований. Таким образом, возраст отложений гряд, в случае ледникового происхождения, не может соответствовать определенному нами возрасту этих отложений в 65000 лет, а должен быть значительно древнее. Гряды полуострова Михайлова находятся в его северной части и хорошо видны на космическом изображении (см. рис. 3 цвет. вклейки).

¹⁴C-датировки. Радиоуглеродные датировки, полученные по раковинам моллюсков, отобраным с зоны заплеска современных пляжей Таймыра (п-ов Михайлова, т.н. 117, полуостров Северный, т.н. 1) и островов архипелага Известий ЦИК (о. Хлебникова, т.н. 349 и о. Тройной, т.н. 352), — все показали современный возраст (см. табл. 2). Даты, полученные по торфу и древесине, в основном соответствуют бореальному периоду голоцена, что не очень вяжется с ранее полученными позднедриасовыми датировками торфа с о. Свердруп (Тарасов и др., 1995), а также атлантическими и пребореальными — с о. Сибирякова (Стрелецкая и др., 2012; Гусев и др., 2013).

Разрез 312 на северном берегу о. Западный Каменный (см. табл. 4, рис. 4 цвет. вклейки) сложен песками и супесями, с прослоями торфа и разбит сетью полигонально-жильных льдов. Торфяной прослой в верхней части разреза был датирован

радиоуглеродным методом, получено значение 1570 ± 80 лет. Одна из жил, оголовье которой находилось прямо под торфяным прослоем, была опробована для исследования изотопов кислорода.

Таблица 4

Изотопные значения по полигонально-жилым льдам о. Западный Каменный

№ пробы в реестре	№ пробы, присвоенный прибором	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW	$\delta^2\text{H}$, ‰ SMOW
312-1	P-10660	-20,7	-154
312-2	P-10661	-21,2	-158
312-3	P-10662	-20,8	-156

Измеренные значения изотопов $\delta^{18}\text{O}$ из образцов о. Западный Каменный вписываются в диапазон изотопных характеристик, рассчитанных для данной географической долготы для времени МИС 1 (Стрелецкая и др., 2014; 2015).

$^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датировки. Полученные нами экспериментальные данные свидетельствуют о частичном нарушении предпосылок $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -метода для ряда образцов. Плохая (в двух случаях — условно удовлетворительная) сохранность раковин моллюсков подтверждает высокую вероятность такого заключения. Детритное изотопное загрязнение, характеризующее нарушение закрытости системы и идентифицируемое по наличию ^{232}Th , зафиксировано в большинстве проанализированных фракций. Для всех 6 образцов раковин моллюсков содержание ^{232}Th во внутренних слоях меньше, чем во внешних (и наоборот, значение отношения активностей $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ меньше во внешних слоях, чем во внутренних). Таким образом, внешние слои образцов раковин в большей степени подвергались проникновению детритного загрязнения, которое увеличивало их прямой $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -возраст относительно возраста внутренних слоев. Вопрос о времени внедрения детритных частиц в скелеты раковин остается открытым.

Кроме того, не исключается вероятность постседиментационного загрязнения раковин гидрогенным ураном. Об этом могут свидетельствовать значения отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, в большинстве случаев превышающие среднюю величину отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в океанической воде — 1,15. Также для всех образцов (за исключением образца № 145) содержание урана больше во внешних фракциях. Вероятно, в постседиментационное время могла происходить частичная перекристаллизация скелетов раковин. Таким образом, по степени уменьшения надежности результатов датирования можно предположить следующий порядок: № 139В и 140В, где детритное загрязнение ничтожно; № 129В, 130В и 145В, где детритное загрязнение незначительно (см. табл. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наибольшее количество датировок, полученных нами $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -методом по отложениям морских террас высотой 5–10 м островов Карского шельфа (Рингнес, Циркуль, Тройной), коррелирует с каргинским (МИС 3) горизонтом. Ввиду массового пересмотра полученных ранее по сибирскому северу каргинских дат в сторону удревнения и отнесения соответствующих отложений к казанцевскому (МИС 5) горизонту полученные нами данные весьма интересны. По всей видимости, значительная неотектоническая активность в регионе привела к гипсометрическому совмещению осадков разных трансгрессий. Так, примерно на том же гипсометрическом уровне (около 5–10 м над уровнем моря) на острове Свердруп вскрываются морские отложения казанцевского

(МИС 5) горизонта (72–77 тыс. лет). Ранее по енисейскому северу нами было показано, что осадки казанцевской трансгрессии не ограничиваются лишь подстадией МИС 5е, а геохронологически охватывают всю пятую стадию (Гусев и др., 2016). Скорее всего, каргинские датировки морских отложений, залегающих на Таймыре на высотах более 30 м (Антропоген..., 1982; Гуськов и др., 2008), требуют пересмотра.

Аккумулятивные гряды на полуострове Михайлова (Западный Таймыр) геохронометрически коррелируют с ледниковым зырянским (МИС 4) горизонтом и вместе с тем являются древними морскими береговыми валами. Это утверждение идет вразрез с бытующим сейчас представлением о последовательной смене теплых периодов трансгрессий холодными регрессивными. Результаты изучения антропогенных отложений в пределах арктического шельфа и палеошельфа северной Евразии показывают, что трансгрессии и регрессии в кайнозое проявлялись вне зависимости от оледенений (Данилов, 1982).

Чрезвычайно малый разброс (коэффициент корреляции $R^2 = 0,9998$) скоростей счета при ОСЛ-анализе образцов, отобранных из гряд, после их облучения калиброванными гамма-дозами, свидетельствует о транспортировке осадочного материала в условиях достаточно продолжительной экспозиции дневным светом. И, напротив, в случае, если бы анализировались захваченные ледником отложения, разброс скоростей счета для каждой из калиброванных доз должен был бы быть значительно большим. Соответственно, реконструированная запасенная минералом палеодоза, определяющая возраст отложений, должна бы быть существенно большей, и, как следствие, возраст отложений должен быть намного более древним. К тому же правильная последовательность возрастов с глубиной или хотя бы близость их значений (в пределах статистической погрешности) также свидетельствует об осадочном, а не о ледниковом происхождении отложений. Так что можно сделать уверенный вывод, что исследованные холмисто-грядовые формы рельефа не являются ледниковыми образованиями и что они действительно являются, скорее всего, древними береговыми валами холодноводного морского бассейна.

Хорошо сортированные слоистые пески с северо-западного побережья о. Восточный Каменный по всей видимости, могут быть скоррелированы с МИС 7 и сопоставлены с ширтинским горизонтом Унифицированной региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины (2000) и ручьевской толщей Северной Земли (Большаинов, Макеев, 1995).

Отложения, содержащие торф и древесину, судя по радиоуглеродным датировкам, в основном — голоценового возраста. Таким образом, подтверждается предположение о теплых климатических условиях в регионе в течение большей части голоцена и постепенном похолодании климата (Большаинов и др., 2002). Лишь в позднем голоцене началось ухудшение климатических условий, стали формироваться повторно-жильные льды. Такая реконструкция, характеризующая более теплые голоценовые климатические условия для островов и берегов Карского бассейна, чем для континентальных разрезов, может объясняться притоком тепла морскими течениями.

Таким образом, полученные нами новые геохронометрические данные по новейшим отложениям побережья Западного Таймыра и островов Карского моря заставляют пересмотреть сценарий палеогеографического развития этого региона в неоплейстоцене. В исследуемом регионе уверенно реконструируются морские обстановки осадконакопления в течение длительного периода — от МИС 5 до МИС 3. Даже «ледниковая» стадия МИС 4 представлена регрессионными береговыми валами зырянского морского бассейна.

Авторы благодарят экипаж научно-исследовательского судна «Фритьоф Нансен» (ПИНРО, Мурманск) за обеспечение экспедиционных исследований в 2014–2015 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимов М.А., Ромащенко О.Г., Рязанова М.В. Морфометрический анализ террасовых уровней озера Левинсон-Лессинга (Центральный Таймыр) // Известия русского географического общества. 2000. Т. 132. № 2. С. 76–78.
- Антропоген Таймыра. М.: Наука, 1982. 184 с.
- Арсланов Х.А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Л.: Изд-во ЛГУ, 1987. 300 с.
- Большакинов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб.: ААНИИ, 2006. 296 с.
- Большакинов Д.Ю., Священников П.Н., Федоров Г.Б., Павлов М.В., Теребенко А.В. Изменения климата Арктики за последние 10 000 лет // Известия русского географического общества. 2002. Т. 134. № 1. С. 20–27.
- Большакинов Д.Ю., Макеев В.М. Архипелаг Северная Земля: Оледенение, история развития природной среды. СПб.: Гидрометеиздат, 1995. 217 с.
- Гусев Е.А., Аникина Н.Ю., Арсланов Х.А., Бондаренко С.А., Деревянко Л.Г., Молодьков А.Н., Пушина З.В., Рекант П.В., Степанова Г.В. Четвертичные отложения и палеогеография острова Сибирякова за последние 50 000 лет // Известия русского географического общества. 2013. Т. 145. № 4. С. 65–79.
- Гусев Е.А., Молодьков А.Н., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Аникина Н.Ю., Бондаренко С.А., Деревянко Л.Г., Куприянова Н.В., Максимов Ф.Е., Полякова Е.И., Пушина З.В., Степанова Г.В., Оболюгов Г.Е. Отложения казанцевской трансгрессии (МИС 5) Енисейского севера // Геология и геофизика. 2016. № 4. С. 743–757.
- Гуськов С.А., Кузьмин Я.В., Левчук Л.К., Бурр Дж. С. Первые радиоуглеродные даты по раковинам фораминифер из каргинских морских отложений на полуострове Таймыр (север средней Сибири) и их интерпретация // Доклады Академии наук. 2008. Т. 421. № 6. С. 795–797.
- Данилов И.Д. Проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий в позднем кайнозое // Водные ресурсы. 1982. № 3. С. 119–135.
- Дибнер В.Д. Геологическое строение островов центральной части Карского моря // Тр. НИИГА. 1957. Т. 81. С. 97–104.
- Исаева Л.Л., Кинд Н.В. К вопросу о размерах сартанского оледенения на северо-западе Средней Сибири // Четвертичные оледенения Средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 52–59.
- Куликов Н.Н., Мартынов В.Т. О древних береговых линиях на дне Карского моря // Труды института геологии Академии наук Эстонской ССР. 1961. Т. VIII. С. 147–154.
- Ласточкин А.Н. Рельеф дна Карского моря // Геоморфология. 1977. № 2. С. 84–91.
- Люткевич Е.М. Геология архипелага Каменных островов Карского моря и их положение в структуре Таймырской складчатой дуги // Проблемы Арктики. 1940. № 4. С. 56–69.
- Максимов Ф.Е., Шарин В.В., Кузнецов В.Ю., Окунев А.С., Григорьев В.А., Петров А.Ю. Уран-ториевое датирование высоких морских террас архипелага Шпицберген // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология. География. 2016. Вып. 2. С. 54–64.
- Межубовский В.В., Большакинов Д.Ю., Федоров Г.Б. К вопросу о возрасте 100-метровой морской террасы на Таймыре // Природные ресурсы Таймыра. Вып. 1. 2003. С. 290–298.
- Мусатов Е.Е. Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозое // Геоморфология. 1989. № 3. С. 76–84.
- Мусатов Е.Е. Неотектоника арктических континентальных окраин // Физика Земли. 1996. № 12. С. 72–78.

- Павлов М.В., Федоров Г.Б., Большианов Д.Ю., Антонов О.М. Новые данные о строении четвертичных отложений и палеогеографии архипелага Северная Земля и Северного Таймыра // Природные ресурсы Таймыра. Вып. 2. Дудинка, 2004. С. 245–257.
- Романенко Ф.А. Строение и динамика рельефа островов Карского моря // Динамика Арктических побережий России. М.: Географический ф-т МГУ, 1998. С. 131–153.
- Романенко Ф.А., Михалев Д.В., Николаев В.И. Подземные льды на островах у берегов Таймыра // Материалы гляциологических исследований. 2001. № 91. С. 129–137.
- Сакс В.Н. Четвертичные отложения Таймырского полуострова и прилегающих островов // Проблемы Арктики. 1945. № 2. С. 84–111.
- Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Слагода Е.А., Опокина О.Л., Облогов Г.Е. Полигонально-жильные льды на острове Сибирякова (Карское море) // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2012. № 3. С. 57–63.
- Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Мельников В.П., Облогов Г.Е. Оценка атмосферной палеоциркуляции по изотопному составу полигонально-жильных льдов // Доклады Академии наук. 2014. Т. 457. № 5. С. 608–611.
- Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Токарев И.В. Реконструкция палеоклимата Российской Арктики в позднем неоплейстоцене – голоцене на основе данных по изотопному составу полигонально-жильных льдов // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 2. С. 98–106.
- Тарасов П.Е., Андреев А.А., Романенко Ф.А., Сулержицкий Л.Д. Палиностратиграфия верхне-четвертичных отложений острова Свердруп (Карское море) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3. № 2. С. 98–104.
- Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины / Ред. В.С. Волкова, А.Е. Бабушкин. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 64 с.
- Федоров Г.Б., Антонов О.М., Большианов Д.Ю. Особенности режима современных тектонических движений Центрального Таймыра // Известия русского географического общества. 2001. Т. 133. № 1. С. 76–81.
- Шнейдер Г.В. Верхнелепестовые и голоценовые отложения бассейна р. Верхняя Таймыра (Центральный Таймыр) // Недра Таймыра. Вып. 5. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. С. 187–200.
- Яржембовский Я.Д., Макарьев А.А., Гусев Е.А., Куприянова Н.В., Крылов А.В. Новые сведения по строению рельефа и четвертичных отложений притаймырской части Карского моря и его берегов (результаты геологической съемки масштаба 1:1 000 000 листов S-44,45) // Материалы IX Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Иркутск, 15–20 сентября 2015 г.). Иркутск: Изд-во института географии СО РАН, 2015. С. 530–532.
- Alexanderson H., Hjort C., Möller P., Antonov O., Pavlov M. The North Taymyr ice-marginal zone, Arctic Siberia – a preliminary overview and dating // Global and Planetary Change. 2001. Vol. 31. № 1–4. P. 427–445.
- Bolshiyakov D., Molodkov A. Marine Pleistocene Deposits of the Taymyr Peninsula and their Age from ESR Dating // Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic. Dynamics and History. Berlin; Heidelberg: Springer, 1999. P. 469–475.
- Hjort Ch., Funder S. Mountain-derived versus shelf-based glaciations on the western Taymyr Peninsula, Siberia // Polar Research. 2008. Vol. 27. P. 273–279.
- Molodkov A., Bitinas A. Sedimentary record and luminescence chronology of the Lateglacial and Holocene aeolian sediments in Lithuania // Boreas. 2006. Vol. 35. Is. 2. P. 244–254.
- Möller P., Fedorov G., Pavlov M., Seidenkrantz M.S., Sparrenbom C. Glacial and palaeoenvironmental history of the Cape Chelyuskin area, Arctic Russia // Polar Research. 2008. Vol. 27. № 2. P. 222–248.
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // Quaternary Science Review. 2004. Vol. 23. № 11–13. P. 1229–1271.

*E.A.GUSEV, F.E.MAKSIMOV, A.N.MOLODKOV, YA.D.YARZHEMBOVSKY, A.A.MAKARIEV,
H.A.ARSLANOV, V.YU.KUZNETSOV, A.YU.PETROV, V.A.GRIGORIEV, I.V.TOKAREV*

NEW GEOCHRONOMETRIC DATA FOR NEOPLEISTOCENE-HOLOCENE SEDIMENTS FROM WESTERN TAIMYR AND KARA SEA ISLANDS

We consider the new radiocarbon and uranium-thorium dating of deposits of Western Taimyr and the islands of the Kara Sea, made from organic material (wood, peat, mollusk shells) and dating performed on the sandy sediments by infrared optical stimulated luminescence (IR-OSL). The greatest number of datings obtained from marine terraces sediments, correlated with Karghinskiy (MIS 3) horizon. The deposits containing peat and wood, mostly have Holocene age. Accumulative ridges Mikhailov Peninsula (Western Taimyr) correlated with Zyryanian (MIS 4) horizon and represented by ancient marine beach ridges.

Keywords: geochronology, radiocarbon dating, optical stimulated luminescence, uranium-thorium dating, Neopleistocene, Holocene, Taimyr Peninsula, Kara Sea.

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СТАТИЧЕСКОГО ВСПЛЫТИЯ ПОДВОДНОЙ ЛОДКИ ИЗ-ПОДО ЛЬДА В ЛЕДОВОМ БАССЕЙНЕ ААНИИ

*вед. инж. И.А. СВИСТУНОВ, ст. научн. сотр. А.В. ЧЕРНОВ,
ст. научн. сотр. Н.А. КРУПИНА, канд. техн. наук В.А. ЛИХОМАНОВ,
мл. научн. сотр. П.В. МАКСИМОВА*

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: olks@aari.ru

Описывается уникальная технология моделирования процессов всплытия подводного объекта из-под льда, разработанная и реализованная в ледовом опытовом бассейне ААНИИ. В соответствии с поставленными задачами была изготовлена модель подводного объекта, оборудованная необходимым измерительным комплексом и сменными макетами элементов конструкции, а также спроектирован и изготовлен специальный экспериментальный стенд для обеспечения статического всплытия модели объекта из-под льда с заданной плавучестью и в заданном положении.

Результаты испытаний показали адекватность выбранной концепции моделирования и возможность ее применения для решения более широкого спектра задач.

Ключевые слова: ледовый бассейн, модельный эксперимент, модель подводной лодки, всплытие из-под льда.

Физическое моделирование всплытия подводных объектов из-под льда — актуальная и в то же время сложная задача, требующая оригинального технического подхода. В таких экспериментах необходимо оценить принципиальную возможность проламывания льда подводным объектом, обеспечить качественное подобие процесса всплытия и картины разрушения ледяного покрова, а также измерить ледовую нагрузку, действующую на всплывающий объект. В мировой практике известны только единичные подобные эксперименты, поэтому общепринятая методика их проведения отсутствует.

БАЗОВЫЕ ПРИНЦИПЫ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ В ЛЕДОВОМ БАССЕЙНЕ

С форсированием природного льда, покрывающего полярные зоны планеты, связано множество инженерно-прикладных задач, направленных на освоение шельфовых месторождений, расширение транспортной морской системы в этих районах и другие нужды современной цивилизации. Особого внимания заслуживает целый комплекс актуальных задач по всплытиям подводных судов в различных ледовых условиях.

Изучение механизма взаимодействия существующих инженерных надводных и подводных объектов с ледяными образованиями сильно затруднено, как из-за большо-

го разнообразия форм последних, так и в силу изменчивости физико-механических характеристик морского льда. Анизотропность льда является основной причиной, по которой на сегодняшний день отсутствует точная аналитическая модель для расчета ледовых нагрузок на сооружения и суда. Таким образом, для адекватных исследований и оценок в данной области довлеющую роль отводят физическому моделированию в специальных ледовых опытовых бассейнах.

Экспериментально-техническая база любого ледового бассейна прежде всего должна обеспечивать проведение модельных испытаний согласно теории подобия (Седов, 1981), которая предъявляет следующие требования, как для модели испытываемого объекта (1), так и для моделируемой среды — льда (2):

$$\frac{L_n}{L_m} = \frac{B_n}{B_m} = \frac{T_n}{T_m} = \lambda, \quad \frac{V_n}{V_m} = \sqrt{\lambda}, \quad \frac{P_n}{P_m} = \lambda^3. \quad (1)$$

$$\frac{h_n}{h_m} = \lambda, \quad f_{fn} = f_{fm}, \quad \frac{E_n}{E_m} = \lambda, \quad \frac{\sigma_n}{\sigma_m} = \lambda, \quad (2)$$

где индекс n относится к натурным условиям, а индекс m — к модели; λ — масштабный коэффициент; h — толщина льда; f_f — коэффициент трения льда; E — модуль деформации льда; σ — предел прочности льда на изгиб; L, B, T — главные размерения испытываемого объекта; V — скорость движения объекта; P — массовые силы.

Для моделирования среды, в соответствии с требованием (2), в чаше бассейна по определенной технологии намораживается лабораторный (моделированный) лед, то есть лед, прочностные свойства которого уменьшены по сравнению с аналогичными характеристиками натурального природного льда. В ААНИИ имеется собственная технология приготовления такого льда, защищенная патентом № 2013101426.

Традиционными модельными испытаниями в ледовом бассейне обычно считаются те, которые связаны с оценкой критериев ледовой ходкости судов или оценкой ледовых нагрузок на стационарные сооружения (Ионов, Грамузов, 2001). Со времени открытия первого в мире опытового ледового бассейна (в 1955 г. в ААНИИ) в этом направлении накопился большой опыт проведения модельных экспериментов.

Более сложную задачу, не имеющую такого эмпирического фундамента, представляет собой физическое моделирование всплытий подводных объектов из-под льда. Реализация такого специфического эксперимента требует создания новой технологии.

Ныне действующий ледовый бассейн ГНЦ РФ ААНИИ имеет в своей архитектуре глубоководную яму, что позволило осуществить экспериментальную работу по всплытиям модели подводной лодки из-под льда на базе требований (1) и (2).

МОДЕЛЬ ПОДВОДНОГО ОБЪЕКТА

Экспериментальная работа по исследованию всплытия подводного объекта из-под льда выполнялась в рамках ФЦП «Развитие гражданской морской техники» по заказу ЦКБ МТ «Рубин». Модель подводной лодки (ПЛ), выбранная в качестве такого объекта, в масштабе 1:50 была изготовлена в модельном цеху ААНИИ в соответствии с эскизами, предоставленными заказчиком. Для достижения заданной плавучести, размещения твердого балласта, установки измерительного оборудования и монтажа системы крепления лодки к испытательному стенду необходимо было разработать такую конструкцию модели, чтобы, с одной стороны, постоянно иметь доступ к

Главные размеры модели подводной лодки

Параметры	Величина, мм
Длина наибольшая	3232
Ширина наибольшая	272
Высота корпуса без рубки	287

внутреннему пространству модели, а с другой стороны — обеспечить полную водонепроницаемость корпуса, даже при нахождении модели под водой на глубине до 6 м. Общий вид трехмерной и физической модели ПЛ представлен на рис. 1 цвет. вклейки, ее основные размеры показаны в табл. 1.

Модель ПЛ состоит из двух основных частей, формирующих при их соединении водонепроницаемый корпус, и выступающих элементов — ограждений выдвижных устройств (ОВУ) и кормовых горизонтальных и вертикального стабилизаторов. Основной корпус предназначен для размещения твердого балласта и измерительного оборудования. С внешней стороны корпуса предусмотрено крепление для тросовой системы, а также вывод информационного кабеля.

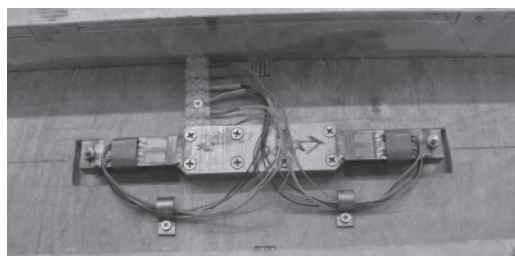


Рис. 2. Тензометрическая балка для измерения ледовых нагрузок на рубку.

Макет ОВУ модели выполнен как отдельный элемент, соединенный с основным корпусом посредством двух опор, каждая из которых связана с тензометрической балкой, расположенной внутри модели, как показано на рис. 2. Аналогичным образом закреплен макет пера вертикального руля. С помощью тензометрии измеряются усилия ото льда на указанные элементы при всплытии модели ПЛ.

На крыше макета ОВУ устанавливаются сменные макеты инденторов, отличающиеся формой и точкой закрепления по длине конструкции (рис. 3). Среди них три инденто-

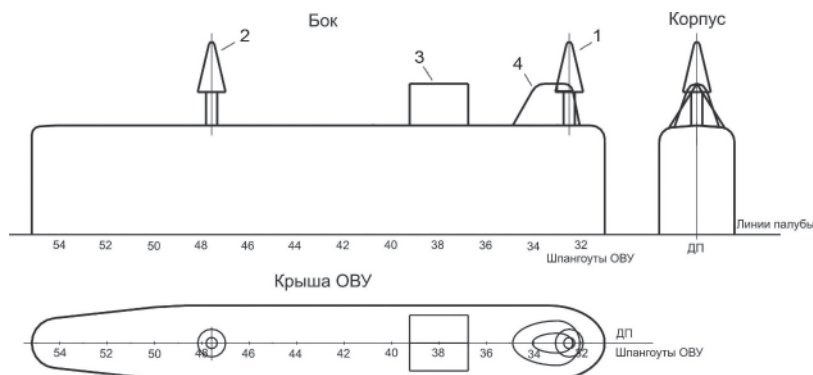
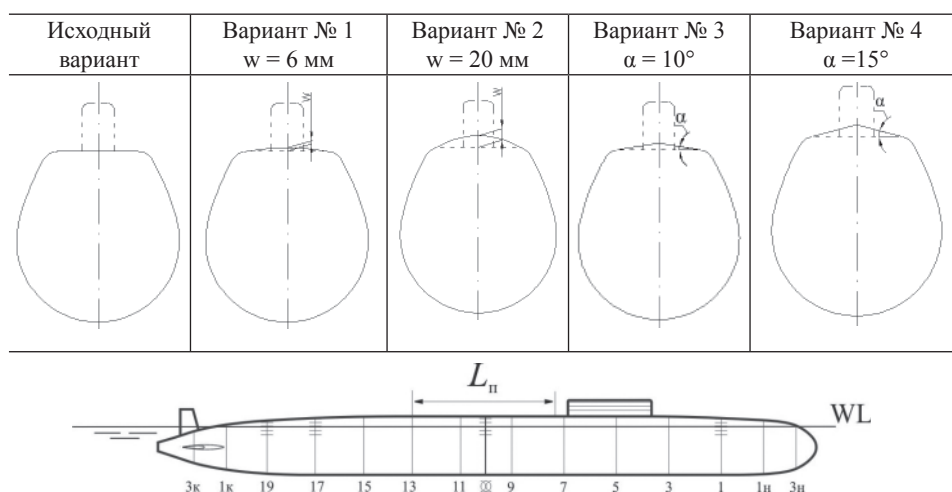


Рис. 3. Расположение инденторов на крыше ОВУ.

Варианты форм палубы надстройки



ра — № 1, 2 и 4, монтируемые в разных частях ОВУ, — предназначены для упреждающего контакта с ледяным полем, нарушающего его целостность. Индентор № 4 имитирует конструкцию, предотвращающую попадание обломков льда в вырезы в крыше ОВУ.

Для надстройки в районе цилиндрической вставки модели предусмотрены сменные макеты палуб, изменяющие исходный плоский вариант формы на цилиндрическую (с погибью) или двускатную геометрию с различными характеристиками (табл. 2). Макеты палуб являются пассивными средствами очистки палубы ото льда.

Среди измерительного оборудования внутри корпуса модели также располагается шестикомпонентный инерциальный измерительный датчик для регистрации кинематических параметров в процессе всплытия и взаимодействия со льдом. Измеряемый сигнал позволяет получить углы крена и дифферента, меняющиеся в процессе всплытия, а также составляющие вектора скорости всплытия.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ УСТАНОВКА

Исходные данные для создания оригинальной технологии проведения эксперимента определялись кругом вопросов, среди которых ключевыми были следующие: оценка контактных усилий на ограждение выдвижных устройств (ОВУ) и перо вертикального руля модели ПЛ при всплытии из-под льда; оценка влияния конструкций крыши ОВУ и инденторов на величину ледовой нагрузки; оценка влияния различных по форме палуб на эффективность очистки поверхностей модели ото льда после всплытия.

Для проведения экспериментов по всплытиям модели ПЛ в ледовом бассейне была спроектирована и реализована система обеспечения погружения-всплытия подводных объектов. Экспериментальная установка, схема которой показана на рис. 4, применительно к модели ПЛ, может погружать ее на заданную глубину, регулировать силу плавучести и изменять первоначальные углы крена и дифферента.

В рамках поставленных задач с помощью экспериментального стенда смоделирован основной (статический) режим всплытия ПЛ из-под льда. Это способ всплытия, при котором происходит приледнение ПЛ на малой скорости и последующее проламывание льда путем постепенного увеличения силы плавучести.

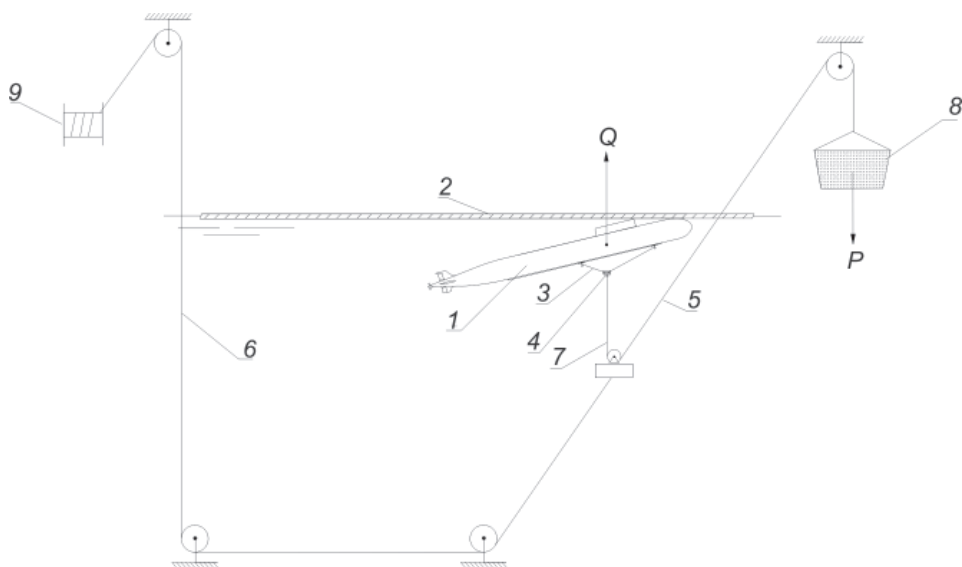


Рис. 4. Схема экспериментальной установки: 1 — модель ПЛ; 2 — поле моделированного льда; 3 — тросовая система, задающая необходимый дифферент модели; 4 — зажимное устройство; 5 — тросовая система, регулирующая запас плавучести модели; 6 — тросовая система, задающая глубину всплытия модели; 7 — плавучий блок с роликом; 8 — корзина с грузами; 9 — лебедка.

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТА

Для выполнения экспериментов по статическому всплытию модель ПЛ погружается в чистой воде, а на место погружения надвигается моделированное ледяное поле. Предварительно модели задается дифферент на корму, необходимый для обеспечения синхронного контакта с ледяным покровом носовой части корпуса модели и носового скругления ОВУ. Далее модель подводится к нижней поверхности ледяного поля до ее контакта в этих двух точках, как показано на рис. 5.

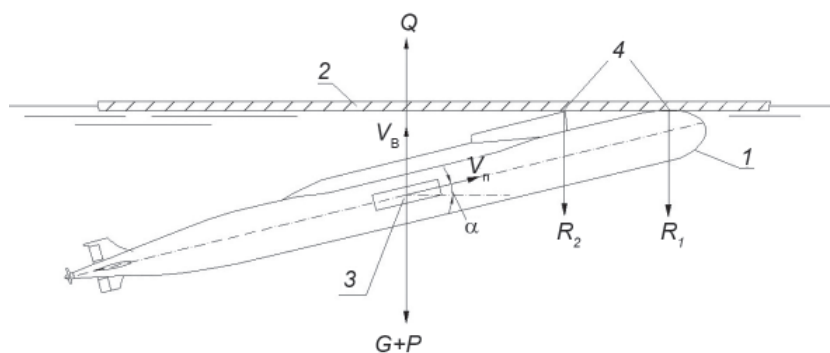


Рис. 5. Схема сил и реакций в эксперименте по статическому всплытию: 1 — модель ПЛ; 2 — поле моделированного льда; 3 — шестикомпонентный измерительный блок; 4 — точки контакта модели со льдом; R_1 и R_2 — элементы ледовой нагрузки; $G+P$ — сумма постоянного веса модели и переменного (регулируемого) веса корзины с грузами; V_B и V_n — вертикальная и поступательная скорости модели; α — угол дифферента.

Пошаговое освобождение корзины-противовеса от грузов с определенным интервалом времени создает избыточную плавучесть ПЛ, за счет которой увеличивается нагрузка на лед в местах контакта. При этом происходит постепенное продольное спрямление (уменьшение дифферента), приводящее к перераспределению баланса между реакциями R_1 и R_2 в сторону последней. Внешне это выражается образованием ледяного купола в районе взаимодействия лба крыши ОВУ, в котором в конечном счете и происходит первое разрушение ледяного покрова (рис. 6).

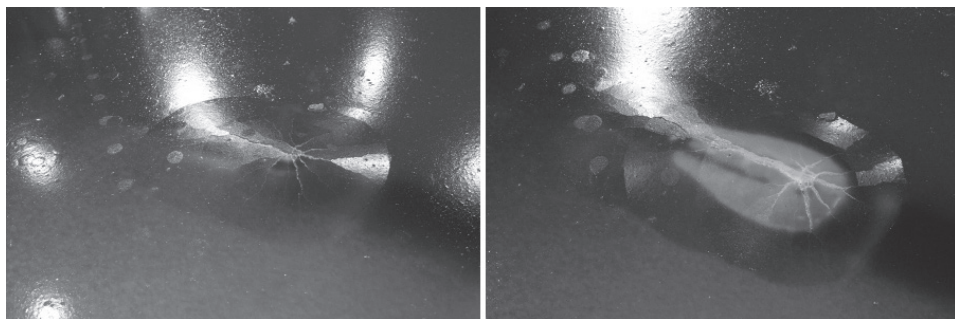


Рис. 6. Образование ледяного купола и развитие трещин внутри него.

После появления ОВУ из-под льда, при дальнейшем извлечении груза-противовеса, площадь пятна контакта со льдом увеличивается — начинает взаимодействовать исследуемый участок палубы надстройки протяженностью L_n (табл. 2), находящийся кормее ограждения рубки. По мере спрямления модели в контакте со льдом также начинает участвовать перо вертикального руля, разрушающее лед в месте упора по механизму среза (рис. 7).



Рис. 7. Разрушение льда пером вертикального руля.

Эксперимент заканчивается после того, как модель набирает максимум собственной плавучести Q , то есть все грузы-противовесы удалены и сила P отсутствует.

АДЕКВАТНОСТЬ ЭКСПЕРИМЕНТА И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В целом картина разрушения ледяного поля, наблюдаемая по завершении эксперимента, подобна натурной картине в природных ледовых условиях (<http://www.seaforces.org/usnships/ssn/SSN-760-USS-Annapolis.htm>). Для смоделированного всплытия ПЛ также характерны следующие особенности: появление продольных трещин от ОВУ вдоль палубы в сторону кормы; аналогичный механизм разрушения ледяного покрова в районе кормовых выступающих элементов; появление на поверхности льда

обширного по площади слоя воды в районе палубы надстройки со стороны бортов из-за прогиба и образования сквозных трещин в ледяном поле.

Сохраняя эти особенности, картина разрушения льда в модельном эксперименте частично меняется в зависимости от устанавливаемых вариантов макетов палуб и инденторов, а также обусловлена варьируемой толщиной моделированного льда. Визуально эти отличия выражаются главным образом в системе формирующихся трещин и степени очистки поверхностей ото льда после всплытия. Последняя определяется как отношение площади очищенной поверхности к площади покрытой льдом и выражается в процентах.

Представленная технология позволила решить задачи по определению ледовой нагрузки на выступающие элементы и оценить эффективность применения макетов для очистки поверхностей модели ото льда.

На диаграмме (рис. 9 цвет. вклейки) показаны результаты испытаний предложенных вариантов форм палуб надстройки. Диаграмма отображает необходимое количество всплытий модели во льдах различной толщины с каждым из рассматриваемых макетов до полной (95–100 %) очистки поверхностей палубы. Как видно, наибольший эффект проявляется при варианте макета с максимальной погибью (вариант № 2), обеспечивая полную очистку при первом всплытии во льдах толщинами до 22 мм, что соответствует 1,1 м натурным условиям.

Варианты макетов № 1 и 3, как и оригинальная плоская палуба, не смогли выполнить требуемую очистку после первого всплытия (при условии отсутствия крена). Состояние поверхности палубы с перспективным макетом и исходным вариантом показаны на фотографиях рис. 9.

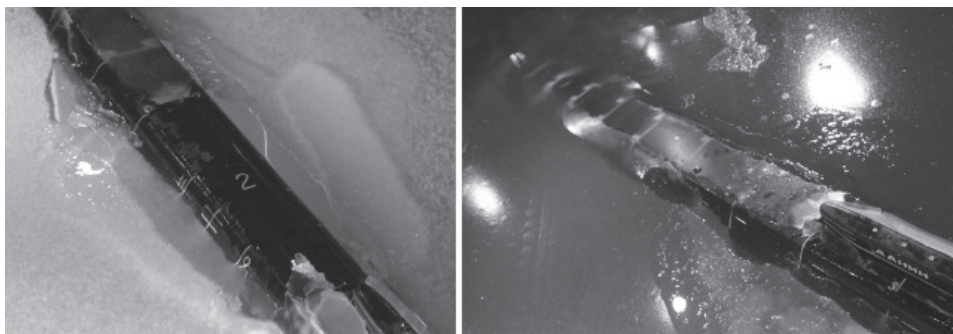


Рис. 9. Разрушение ледяного поля ($h_m = 22$ мм) всплытием модели с разными формами палубы надстройки: слева — цилиндрическая (с погибью $w = 20$ мм); справа — плоская (исходный вариант).

На рис. 10–11 цветной вклейки показаны графики, на которых нанесены максимальные усилия на крышу ОВУ и инденторы, при которых происходило разрушение ледяного поля заданной толщины.

Испытания показали, что использование инденторов № 2 и № 3 на ОВУ уменьшает усилие проламывания льда до 30 % в первом случае (эффект «консервного ножа») и до 40 % во втором (эффект «колуна»). Остальные инденторы (№ 1 и № 4) не дают заметного снижения нагрузки.

Стоит отметить, что индентор № 3 по сравнению с остальными макетами наиболее эффективен с точки зрения очистки крыши ограждения рубки ото льда после его

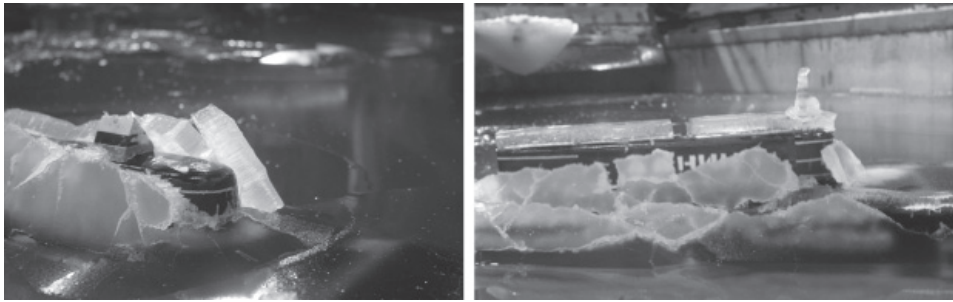


Рис. 12. Разрушение льда ОВУ с инденторами: слева — индентор № 3, $h_m = 23$ мм; справа — индентор № 1, $h_m = 14$ мм.

форсирования. На рис. 12 показана картина разрушения ледяного поля ограждением рубки с клиновидным макетом (слева) и индентором № 1 (справа).

На рис. 13 приведены результаты регистрации усилий на перо вертикального руля по данным около 100 экспериментов в моделированном льду толщиной от 13 до 44 мм. Как уже отмечалось выше, перо руля пробивает лед преимущественно по механизму среза (рис. 7). Это обусловлено малой площадью вступающего в контакт торца пера и, соответственно, большим давлением на нижнюю поверхность льда, а также динамическим характером взаимодействия конструкции со льдом в результате стремительного спрямления ПЛ на определенном этапе статического всплытия.

В связи с этим полученные данные имеют значительный разброс, а величина усилия пролома в некоторых случаях остается одинаковой при различных толщинах ледяного покрова.

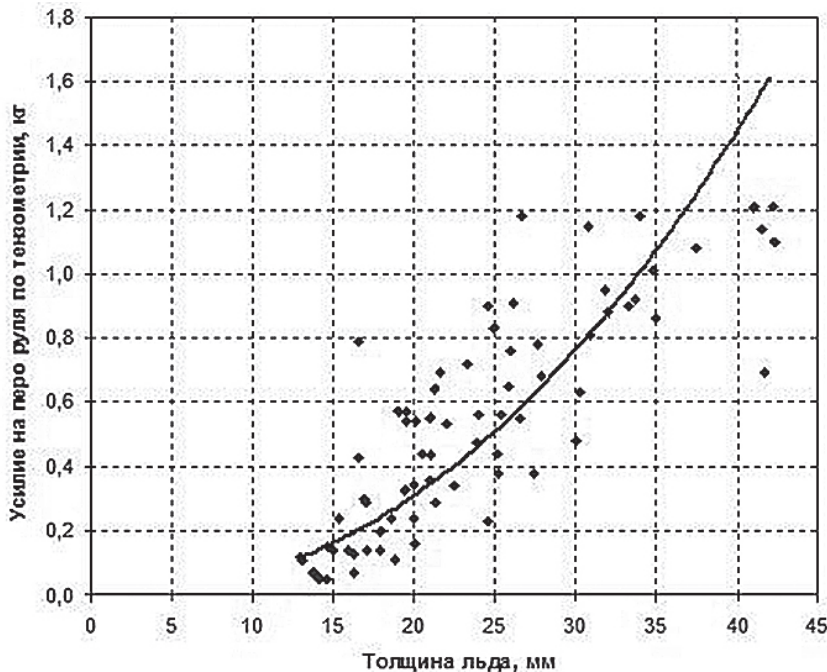


Рис. 13. Ледовая нагрузка на перо вертикального руля.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработанная технология физического моделирования всплытий подводных объектов из-под льда позволила полностью решить требуемые задачи по статическому всплытию ПЛ. В дальнейшем эта же технология была применена для моделирования динамического всплытия (с глубины) модели, а также для статического всплытия с первоначальным креном.

Технология сохраняет свою актуальность и при испытаниях концептуально других моделей подводных объектов для решения задач, связанных с определением ледовой нагрузки на различные участки модели и оценкой эффективности пассивных средств освобождения поверхностей ото льда.

Данный опыт можно рассматривать в качестве научного и практического задела для последующих модельных экспериментов подобного рода, а полученные результаты могут быть использованы для повышения безопасности и эффективности эксплуатации ПЛ в ледовых условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Седов Л.И. Методы подобия и размерности в механике. М.: Наука, 1981. 447 с.

Ионов Б.П., Грамузов Е.М. Ледовая ходкость судов. СПб.: Судостроение, 2001. 512 с.

I.A.SVISTUNOV, P.V. MAKSIMOVA, A.V. CHERNOV, N.A. KRUPINA, V.A. LIKHOMANOV

PHYSICAL MODELING OF SURFACING UNDERWATER OBJECT FROM UNDER THE ICE IN THE AARI'S ICE TANK

The article describes the particular solution for modeling of the underwater object surfacing from under ice developed for AARI ice tank. In accordance with the tasks underwater object model was made and equipped with the necessary measuring set and interchangeable design elements. It was also designed and built a special experimental facility for static object model surfacing from under the ice with given buoyancy and in a predetermined position.

The test results have shown the adequacy of the chosen modeling concepts and the possibility of its application for solving a wide range of applications.

Keywords: ice tank, model test, underwater object, surfacing from under ice.

К ВОПРОСУ О КОРРЕКТИРОВКЕ ДАННЫХ ХОДОВЫХ НАТУРНЫХ ИСПЫТАНИЙ СУДОВ В ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЯХ

д-р техн. наук К.Е. САЗОНОВ

ФГУП «Крыловский государственный научный центр», Санкт-Петербург, e-mail: kirsaz@rambler.ru

В работе обсуждены методы корректировки данных натурных испытаний судов в сплошных ровных льдах, которые проводятся с целью подтверждения их спецификационных характеристик. Основное внимание уделено методом пересчета данных натурального эксперимента в случае, когда характеристики ледяного покрова по толщине льда и его прочности на изгиб не совпадают с указанными в спецификации параметрами. Приведены формулы, которые позволяют выполнить построение кривой ледопроходимости судна по данным натурального эксперимента, а также выполнить пересчет полученных характеристик для других значений прочности льда на изгиб.

Ключевые слова: натурные испытания, толщина льда, ледовая ходкость, прочность льда на изгиб, ледовое сопротивление, мощность, скорость движения.

ВВЕДЕНИЕ

Натурные испытания являются завершающим этапом довольно длительного процесса проектирования и строительства судна, который должен подтвердить выполнение, в первую очередь, ходовых качеств, предъявляемых спецификацией. При формировании требований к показателям ледовой ходкости в техническом задании на проектирование ледокола или судна ледового плавания обычно указывают требуемую предельную ледопроходимость и/или скорость движения в ровных льдах заданной толщины и прочности. Возможность достижения указанных показателей в процессе проектирования проверяется путем проведения модельных испытаний в ледовых бассейнах, а также выполнения соответствующих расчетов. Правильность всех принятых проектных решений может быть подтверждена только на основании анализа данных натурных испытаний.

В литературе по морской ледотехнике способы проведения и методика обработки результатов натурных испытаний судов во льдах практически не отражены. Можно указать монографию А.Я.Рывлина и Д.Е.Хейсина (Рывлин, Хейсин, 1980), формально посвященную указанному вопросу, однако она в основном посвящена рассмотрению теоретических вопросов плавания судов во льдах, а методика проведения натурных испытаний отражена в ней явно недостаточно. В указанном вопросе не могут оказать существенную помощь и рекомендации Ледового комитета МКОБ (ИТТС, 1999), в которых не приводится никакой методики обработки данных натурального эксперимента. Разрозненная информация содержится в статьях и докладах, посвященных натурным испытаниям судов (Апполонов, 2011; Крупина, 2013; Wilkman, 2007; Belyashov, 2008).

ОСОБЕННОСТИ ПРОВЕДЕНИЯ НАТУРНЫХ ИСПЫТАНИЙ ВО ЛЬДАХ

Особенностью ходовых натурных испытаний ледоколов и судов ледового плавания является практическая невозможность провести эти испытания, точно соблюдая все требования спецификации. В первую очередь это касается подтверждения требований по предельной ледопроходимости. У проектируемых и строящихся в настоящее время ледоколов (Добродеев, 2015), а также у многих крупнотоннажных судов ледового плавания (Цой, 2013) предельная ледопроходимость лежит в пределах от 2 до 4 м. Найти подходящий для проведения испытаний полигон с ровным льдом такой толщины обычно не представляется возможным. Поэтому натурные испытания обычно проводятся в максимально толстых льдах, которые можно найти в районе их проведения.

Требование по достижению ледоколом или судном заданной скорости во льдах заданной толщины удовлетворить более просто, но и при этом обычно толщина льда очень редко точно совпадает с заданной. Эти особенности требуют разработки специальных методов коррекции данных натурального эксперимента по толщине льда для обеспечения возможности сравнения полученных результатов со спецификационными требованиями.

Еще одной трудностью при обработке данных натурных испытаний ледоколов и судов ледового плавания является несовпадение прочностных свойств льда на изгиб с заданными значениями. Обычно для арктических ледоколов и судов в техническом задании и спецификации указывается некоторое стандартное значение прочности льда на изгиб, равное 500 кПа. На полигонах, подходящих для проведения испытаний, значение прочности льда на изгиб может существенно отличаться от приведенных значений. Поэтому возникает необходимость корректировки полученных данных для учета влияния прочности льда на показатели ледовой ходкости.

При проведении ледовых натурных испытаний имеется еще один фактор, который может повлиять на полученные результаты. Речь идет о наличии снежного покрова на поверхности льда. Методика учета этого фактора требует отдельного рассмотрения, поэтому в данной работе принято, что влияние снежного покрова уже учтено и требуется внести корректировку только на влияние толщины и прочности льда.

Важнейшим моментом при обработке результатов ледовых натурных испытаний является введение в экспериментальные данные корректирующих поправок, которые учитывают отклонение реальных характеристик ледовой среды от заданных в спецификации. Аналогичные поправки вводятся и при обработке данных модельного эксперимента в ледовых бассейнах (ИТТС, 2002; Jochmann, 2014). Тем не менее прямое использование хорошо апробированной системы поправок для ледового бассейна невозможно в натурном эксперименте. Это связано с тем, что в модельном эксперименте производится непосредственное измерение ледового сопротивления судна, в натурном же эксперименте измерить ледовое сопротивление не представляется возможным. В ходе натурального эксперимента измерения осуществляются в координатах «мощность» – «скорость». При таком подходе сопоставление данных модельного и натурального экспериментов можно проводить, только сопоставляя модельную и натурную «кривые ледопроходимости», т.е. зависимости $V=f(h)$, где V — скорость судна во льдах, h — толщина льда.

КОРРЕКТИРОВКА ДАННЫХ ПО ТОЛЩИНЕ ЛЬДА

Обычно при проведении натурных испытаний удается провести эксперименты не более чем в двух отличающихся по толщине ледяных полях. При этом движение

судна происходит передним или задним ходом при изменяющемся уровне мощности главных механизмов. В результате при постоянной толщине льда получают набор точек, характеризующихся постоянным значением мощности и скорости движения. При обработке таких данных возникает задача определить ту толщину льда, при которой могло бы двигаться судно с зарегистрированной скоростью при использовании полной мощности энергетической установки. Эта задача решается с помощью скейлинговых соотношений, отражающих самоподобие физических процессов, происходящих при движении судна в сплошном льду (Сазонов, 2010).

Рассмотрим основные скейлинговые соотношения, применяемые в ледовой ходкости. Одним из важнейших является соотношение между ледовым сопротивлением R_l и мощностью судна N . Оно задается следующей формулой:

$$R_l \sim N^{2/3}. \quad (1)$$

Это соотношение является справедливым не только в ледовой ходкости судов, но и в ходкости судов на чистой воде. Оно вытекает из рассмотрения основных законов работы двигателей. Основным недостатком указанной формулы является возможность ее применения только для режимов, близких к швартовному, т.е. при скоростях хода, не превышающих 1 м/с. Именно этому режиму соответствует показатель степени в формуле (1), равный 2/3.

Другим основным соотношением ледовой ходкости судов является степенная зависимость ледового сопротивления от толщины преодолеваемого судном льда, полученная эмпирическим путем:

$$R_l \sim h_l^k, \quad (2)$$

где показатель степени $1 \leq k < 2$ зависит от формы корпуса судна и скорости его движения и, возможно, от прочностных свойств льда.

При проведении модельных испытаний в ледовом опытовом бассейне показатель степени k формально можно рассчитать по следующей формуле:

$$k = \frac{\ln(R_{l1} / R_{l2})}{\ln(h_{l1} / h_{l2})}, \quad (3)$$

где R_{l1} , R_{l2} — два значения ледового сопротивления модели при постоянной скорости движения $v = \text{const}$; h_{l1} , h_{l2} — соответствующие указанным значениям ледового сопротивления толщины льда. В работе (Сазонов, 2016) показано, что формула (3) может использоваться только при совпадении прочностных свойств моделированных ледяных полей, применение этой формулы при существенно различающихся показателях прочности льда приводит к значительной ошибке. На практике часто используется среднее значение показателя степени $k = 1,5$, как показано в упомянутой выше работе, при совпадении прочностных свойств льда и относительно небольших отклонениях толщин ошибка в выборе не приводит к существенным погрешностям итогового результата. Необходимо отметить, что формулы (2) и (3) применяются при постоянном значении скорости движения модели судна.

Соотношения (2) и (3) широко применяются в практике работы ледовых бассейнов для приведения экспериментальных данных к единым значениям толщины льда.

Совместное использование соотношений (1) и (2) позволяет получать другие скейлинговые формулы, например, определить зависимость толщины преодолеваемого судном ровного льда от его мощности:

$$h_l \sim N^{2/3k}. \quad (4)$$

С помощью формулы (4) формально можно по данным натурного эксперимента определить значение показателя степени k для натурного судна при скоростях движения меньших 1 м/с:

$$k = \frac{2}{3} \cdot \frac{\ln(N_1 / N_2)}{\ln(h_{11} / h_{12})}, \quad (5)$$

где N_1, N_2 — два измеренных при проведении натурных испытаний значения мощности, потребляемой судном при постоянной скорости движения во льдах различной толщины; h_{11}, h_{12} — соответствующие указанным значениям мощности толщины льда. Однако погрешности определения в натурных условиях средних значений мощности и толщины льда таковы, что реально использовать формулу (5) не представляется возможным.

Применение соотношения (4) в некоторых случаях позволяет получать на кривой ледопроходимости дополнительные точки, соответствующие максимальной мощности. Такая возможность возникает, когда в ледяном поле, в котором проводятся испытания при движении судна на режиме использования полной мощности, зарегистрированы относительно высокие скорости движения — 3–4 узла. Тогда при снижении мощности энергетической установки, например на 20 %, в этих же условиях можно попытаться зарегистрировать устойчивую скорость менее 1 м/с. Так как условия проведения испытаний можно считать идентичными, в первую очередь по прочностным свойствам льда, то, не внося больших погрешностей, можно принять $k = 1,5$ и выполнить расчет по формуле (4). По-видимому, при планировании проведения натурных испытаний необходимо предусматривать возможность выполнения указанных режимов движения.

Описанный выше подход в принципе может быть применен и для более высоких скоростей движения судна во льдах. Необходимым условием для этого является предварительный гидромеханический расчет ходовых и тяговых характеристик судна при малых (до 5–6 узлов) скоростях хода. При таких скоростях движения традиционная тейлоровская схема расчета ходкости не всегда может быть применена. Корректнее выполнять этот расчет по швартовной схеме, разработанной в Крыловском государственном научном центре (Каневский, 2011а, б). Расчет по этой схеме позволяет получить значения показателя степени в формуле (1) не только на швартовном режиме (2/3), но и при наличии скорости движения, а также учесть особенности движительного комплекса.

КОРРЕКТИРОВКА ДАННЫХ ПО ПРОЧНОСТИ ЛЬДА

В российской практике внесение поправок на отклонение прочности льда на изгиб от заданного значения осуществляется путем корректировки экспериментально полученной в ходе проведения натурных испытаний кривой ледопроходимости. Для внесения поправок используются приведенные выше скейлинговые соотношения (1) – (4), а также формула, применяемая при обработке данных модельного эксперимента и рекомендованная Ледовым комитетом МКОБ (ИТТС, 2002; Jochmann, 2014):

$$R_l = (1 - a) R_{l, means} + a \frac{\sigma_{f, target}}{\sigma_{f, means}} R_{l, means}. \quad (6)$$

Здесь величина a показывает, какую часть от ледового сопротивления составляют усилия, зависящие от прочности льда на изгиб; *means* — измеренное значение величины; *target* — требуемое значение величины.

Пусть в ходе проведения натурных испытаний получены значения скорости хода V судна в толщине льда h . При этом измеренная прочность льда на изгиб $\sigma_{f, means}$ отличается в ту или иную сторону от требуемого значения $\sigma_{f, target}$. Задача ставится следующим образом: определить толщину льда, в которой судно будет двигаться с той же скоростью, если прочность льда на изгиб станет равной $\sigma_{f, target}$ вместо $\sigma_{f, means}$. Из этого следует, что необходимо определить такую толщину льда с новым значением прочности на изгиб, в которой ледовое сопротивление судна будет такое же, как и при проведении натурных испытаний (это следует из условия постоянства скоростей). Другими словами, необходимо найти такое изменение толщины льда, которое вызывает такое же изменение ледового сопротивления, что и поправка на прочность.

Пусть при некоторой неизвестной толщине льда h_x при постоянной скорости V и прочности льда $\sigma_{f, means}$ судно имеет ледовое сопротивление R_x . Тогда в соответствии с формулой (6) при значении прочности льда $\sigma_{f, target}$ оно будет иметь сопротивление R'_x :

$$R'_x = (1-a)R_x + a \frac{\sigma_{f, target}}{\sigma_{f, means}} R_x = R_x \left[(1-a) + a \frac{\sigma_{f, target}}{\sigma_{f, means}} \right]. \quad (7)$$

Тогда отношение этих сопротивлений будет равно

$$\frac{R'_x}{R_x} = (1-a) + a \frac{\sigma_{f, target}}{\sigma_{f, means}}. \quad (8)$$

В соответствии со сказанным выше, неизвестная величина выбиралась таким образом, чтобы сопротивление R'_x было равно ледовому сопротивлению судна при проведении натурных испытаний. Поэтому это значение должно соответствовать значению толщины льда h , которое было зафиксировано в натурных испытаниях. Соотношение сопротивлений связано с толщинами льда соотношением (2):

$$\frac{R'_x}{R_x} = \left(\frac{h}{h_x} \right)^k. \quad (9)$$

Окончательно с использованием выражения (8) можно получить формулу для определения искомой толщины льда

$$h_x = h \left(1 / (1-a) + a \frac{\sigma_{f, target}}{\sigma_{f, means}} \right)^{\frac{1}{k}}. \quad (10)$$

Использование формулы (10) позволяет проводить пересчет натурной кривой ледопроеходимости на другие значения прочности льда. Пример такого пересчета приведен на рис. 1 цвет. вклейки для одного из существующих ныне ледоколов. Натурные значения на этом рисунке соответствуют прочности льда на изгиб, равной 500 кПа.

Основным недостатком приведенных выше выражений является необходимость знания параметров a и k . К сожалению, в настоящее время их определение только на основании данных, полученных в ходе выполнения натурального эксперимента, невозможно. Здесь необходимо привлекать результаты модельного эксперимента, при обработке которых можно получить указанные значения (Сазонов, 2016). Анализ условий подобию показывает, что эти параметры должны быть идентичны в модельных и натурных условиях.

ВЫВОДЫ

В работе предложены подходы к корректировке данных натурных испытаний ледоколов и судов ледового плавания. Показано, что в настоящий момент невозможно корректно обработать данные натурного эксперимента, не привлекая результаты, полученные ледовых бассейнах при проведении модельных испытаний. Поэтому часто встречающуюся ситуацию, при которой натурные испытания проводятся специалистами, не имеющими доступа ко всему объему модельных гидродинамических и ледовых испытаний, следует считать неприемлемой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Апполонов Е.М., Беляшов В.А., Сазонов К.Е., Скрябин Д.С., Игошин Е.В.* Исследование ледовой ходкости ледокола «Санкт-Петербург» в Карском море // Судостроение. 2011. № 4. С. 9–12.
- Добродеев А.А., Клементьева Н.Ю., Сазонов К.Е.* Современные подходы к обеспечению навигации крупнотоннажных судов во льдах // Транспорт Российской Федерации. 2015. № 4 (59). С. 26–29.
- Каневский Г.И., Клубничкин А.М., Щербаков И.В.* Швартовая система коэффициентов взаимодействия гребных винтов с корпусом // Труды ЦНИИ им. акад. А.Н. Крылова. 2011. Вып. 59 (343). С. 77–88.
- Каневский Г.И., Клубничкин А.М., Щербаков И.В.* Расчет тяговых характеристик многовального судна // Труды ЦНИИ им. акад. А.Н. Крылова. 2011. Вып. 59 (343). С. 89–100.
- Крупина Н.А., Лихоманов В.А., Чернов А.В.* Оценка ледовой ходкости НЭС «Академик Трёшников» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 3 (97). С. 57–64.
- Рывлин А.Я., Хейсин Д.Е.* Испытания судов во льдах. Л.: Судостроение, 1980. 208 с.
- Сазонов К.Е.* Скейлинговые соотношения в ледовой ходкости судов // Морской вестник. 2010. № 3 (35). С. 104–105.
- Сазонов К.Е.* Обоснование методов коррекции результатов модельных экспериментов по определению ледового сопротивления судна // Труды Крыловского государственного научного центра. 2016. Вып. 92 (376). С. 93–108.
- Цой Л.Г., Андрияшин А.В., Штрек А.А.* Обоснование основных параметров перспективных крупнотоннажных газовозов для Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 3 (97). С. 46–56.
- Belyashov V.A., Sazonov K.E., Tumashik F.P., Grozdov F.V.* “Yury Topchev” and “Vladislav Strizhov” multipurpose ice-breaking vessels for Prirazlomnaya platform maintenance: field and model tests // International Conference and Exhibition on Performance of Ship and Structures in Ice 2008, ICETECH 2008. P. 105–113.
- Jochmann P., Lau M., Sazonov K.E. et al.* Specialist Committee on Ice. Final Report and Recommendations to the 27th ITTC // Proc. of the 27th International Towing Tank Conference. Denmark, Copenhagen. 2014. Vol. II. P. 726–747.
- ITTC – Recommended Procedures and Guidelines. Full Scale Measurements, Ice Testing Ship Trials in Ice. 7.5–04–03–01. 1999. 8 p.
- ITTC – Recommended Procedures and Guidelines. Testing and Extrapolation Methods Ice Testing Resistance Test in Level Ice. 7.5–02–04–02.1. 2002. 7 p.
- Wilkman G., Elo M., Lönnberg L., Kunnari J.* Ice trials of MV Norilskiy Nickel in march 2006 // Recent Development of Offshore Engineering in Cold Regions. POAC-07, Dalian, China, June 27–30, 2007. P. 405–417.

**ON CORRECTION OF FULL-SCALE TEST DATA OBTAINED
DURING SEA TRIALS IN ICE CONDITIONS**

The paper discusses methods for correction of full-scale ship test data obtained in continuous level ice during sea trials, which are conducted to verify ship specification performance. The focus is on the methods used for extrapolation of full-scale test data when the actual ice thickness and bending strength parameters do not match the specification criteria. Formulas are given to plot the ship speed- ice thickness curve based on full-scale test data as well as to extrapolate the obtained characteristics to other ice bending strength conditions.

Keywords: sea trials, propulsion in ice, ice bending strength, ice resistance, power, ship speed.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ УРОВНЯ ПОЛЯРНЫХ МОРЕЙ РОССИИ В ГОЛОЦЕНЕ

канд. геогр. наук А.С. МАКАРОВ, инженер А.А. ТРУНИН

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург, e-mail: makarov@aari.ru

Рассматривается проблема изменчивости уровня морей арктической зоны Российской Федерации в голоцене. На основании анализа более чем 600 датировок документов, свидетельствующих о положении уровня морей АЗРФ в голоцене с использованием метода главных компонент удалось выявить палеособытия повышенного стояния уровня этих морей в голоцене на этапах 6, 4 и 2,5–1,5 тыс.л.н. и определить возможные причины таких изменений.

Ключевые слова: голоцен, изменчивость уровня моря, моря российской Арктики, палеореконструкции.

Арктическая зона Российской Федерации (АЗРФ) приобретает все большее значение как действующая и развивающаяся транспортная магистраль, как минерально-сырьевой источник, а политика заставляет ее рассматривать и обустривать в целях обороны страны. Развитие АЗРФ невозможно без освоения, использования и преобразования береговой зоны. Изменчивость уровня моря — это важнейший фактор, определяющий развитие береговой зоны в прошлом, в среднесрочной и долгосрочной перспективе. Реконструкция хода уровня моря за последние 10 тыс. лет является фундаментальной задачей для создания прогнозных оценок колебаний уровня моря в будущем, в ближайшие десятки и сотни лет.

Сформированные к настоящему моменту представления о ходе уровня Мирового океана в послеледниковье (последние 10–15 тыс. лет) показывают, что в начале голоцена уровень моря был значительно ниже современного. Оценки величин отступления уровня у разных исследователей варьируют от –50 м до –120 м (Lambeck et al., 2001). После достижения минимума 15–17 тыс. лет назад (тыс.л.н.) уровень рос, достигнув современных отметок около 5 тыс. лет назад, затем стабилизировался. За последние 15–20 лет получено большое количество сведений по истории развития береговой зоны АЗРФ, что позволяет значительно уточнить устоявшиеся представления о колебаниях уровня моря в прошлом. Появились многочисленные данные изучения древних береговых линий суши наряду с давно ведущимися исследованиями морского дна.

Изменчивость уровня моря в Российской Арктике в течение голоцена часто была разнонаправленна. Так, побережье островов западных морей Российской Арктики характеризовалось падением уровня моря с отметок более +100 м в начале голоцена до современных отметок 5000 л.н. (Forman et al., 2004). При этом выделяются этапы стабилизации уровня и/или замедления скорости его падения, которые зачастую со-

ответствуют этапам повышения уровня в восточном секторе Российской Арктики и в зарубежной Арктике. По данным изучения донных отложений арктических морей реконструируется ход уровня, близкий к глобальному (Stein et al., 2004). Одновременно данные с побережья Карского моря (Manley et al., 2001) и дельт крупных рек (Большаянов и др., 2013) говорят о том, что уровень моря мог и превышать современные отметки на этапах 6–7, 3–4 и 1,2–1,5 тыс.л.н. Восточные моря Российской Арктики имеют более единообразную картину изменчивости уровня моря в голоцене или менее изучены в этом смысле по сравнению с западным сектором Российской Арктики. Изучение морских донных отложений показывает близкий к глобальному ход уровня моря (Bauch et al., 2001). Изучение же континентальных свидетельств положения уровня моря позволяет говорить, как минимум, о трех палеособытиях повышенного стояния уровня моря в голоцене (Макаров, 2009) на этапах 6–7, 3–4 и 1,2–1,5 тыс.л.н., что соответствует периодам падения или стабилизации уровня для береговых линий западного сектора Российской Арктики (Макаров, 2014). Эти результаты в той или иной степени подтверждаются данными с побережий зарубежной Арктики (Long et al., 2003).

Для реконструкции повышенного положения уровня моря в прошлом изучаются геологические и геоморфологические свидетельства побережий. О пониженном относительно современного уровне судят на основании изучения морских донных отложений и в редких случаях изучения отложений озер, расположенных вблизи современной береговой линии. Следы повышенного относительно современного уровня можно отыскать лишь на суше. Геоморфологические следы повышенного стояния уровня моря в прошлом — это морские террасы, древние береговые валы и береговые линии, а также морские отложения суши, которые могут и не формировать уровневых поверхностей, например морские отложения в озерах и лагунах, расположенных в прибрежной зоне. Исследования каскадов озер, расположенных в прибрежной зоне, дают возможность выявить с высокой точностью ход уровня моря в прошлом, определить амплитуду и время изменений уровня моря (Колька и др., 2012).

Важным для рассматриваемого вопроса является тот факт, что следы повышенного стояния уровня моря в прошлом можно найти только на суше, а пониженного — как правило, на дне моря. К сожалению, зачастую данные об изменчивости уровня моря в Арктике, полученные на суше и в море, рассматриваются отдельно. В связи с этим возникают сложности их интерпретации и сопоставления данных, полученных в море и на суше. Одна из них — разный характер получаемых данных. В ходе морских исследований возможно получение детальной, но при этом точечной информации о характере палеообстановок (результаты бурения), которые в интерпретациях распространяются на огромные площади морей (Hopkins, 1973; Bauch, 2001). Данные, полученные на суше, дают больше возможностей увидеть палеособытия на огромных пространствах арктических морей, т.к. изучаются объекты, которые можно увидеть и исследовать на значительных пространствах. Возраст отложений определяется их датированием. Для голоценовых осадков главным образом используется метод радиоуглеродного датирования. Исследования морских отложений на современном дне морей не дают информации о повышении уровня моря относительно современного в прошлом, но связаны в публикациях с понятием стабилизации уровня на современном этапе, временные оценки которого сконцентрированы на рубеже около 5000 лет назад.

В вопросе об изменчивости уровня обычно речь ведется об относительных колебаниях уровня моря, являющихся результатом совокупного влияния многих факторов, которые можно разделить на два типа. Первый — это гидрократический, вызванный изменением объема воды и изменением объема океанической (морской) впадины (Бадюков, 1982). Второй — геократический, отражающий изменение положения береговой линии в результате изменения объема океанической ванны тектоническими движениями, причины которых могут быть различны. К настоящему моменту, несмотря на многочисленные попытки (Möner, 1976), нет существенной возможности разделить влияние каждого из факторов на общую картину изменения уровня моря в прошлом.

В литературе упоминания о положении уровня моря часто неразрывно связаны с объяснением причин, их обуславливающих. Это дает информацию о региональных особенностях хода уровня, но затрудняет сравнение данных из разных регионов, выявление общих закономерностей хода уровня моря в голоцене и создание единой картины изменчивости уровня. Временный отказ от рассмотрения изменчивости относительного уровня в связи с возможными причинами, обуславливающими ее, позволил сосредоточиться на выявлении сходств и различий хода уровня регионов АЗРФ с целью определения временных этапов его преимущественного поднятия или опускания, а также их амплитуды.

Для выявления не локальной и региональной, а общей закономерности изменчивости уровня морей АЗРФ в голоцене использовался метод главных компонент (Бахтин и др., 2007; Белонин и др., 1982), достоинство которого заключается в возможности выделения не сопряженных между собой факторов изменчивости величин. Согласно работе (Бахтин и др., 2007) применение факторного анализа позволяет определять количество действующих факторов и их относительную интенсивность, выявлять признаковую структуру факторов, т.е. показывать, какими именно признаками изучаемого объекта обусловлено действие того или иного фактора и в какой относительной мере определяется влияние каждого из факторов на значение того или иного признака изучаемого объекта. Применение метода факторного анализа при реконструкции изменчивости уровня моря в голоцене дает возможность определять главные действующие факторы этого процесса и разделить их влияние в тот или иной временной период.

Следует отметить, что полученные в итоге факторы изменчивости не могут быть напрямую интерпретированы как те или иные факторы изменчивости уровня моря, а представляют собой лишь расчетные параметры.

Для использования факторного анализа необходимо было создать массив численных данных по изменчивости уровня морей АЗРФ в голоцене. Вначале была собрана обширная библиотека данных о свидетельствах изменчивости уровня моря в прошлом, содержащая данные более чем о 1000 датированных следах положения уровня моря в голоцене. Эти данные получены главным образом для побережья морей Баренцева, Карского и Лаптевых, что объясняется наибольшей степенью их изученности и доступности данных для использования. На первом этапе, этапе сбора информации, в библиотеку вносились любые упоминания о положении уровня моря в прошлом. Применение численных методов для поставленной задачи обнаружило дополнительную сложность в обработке собранных данных. К сожалению, не существует утвержденной единой формы предоставления данных о положении уровня моря в прошлом. От публикации к публикации, в зависимости от представлений

автора о полноте данных, необходимых для вывода о положении палеоуровня моря, таблицы данных о датировании следов положения уровня моря в прошлом, таблицы датировок имеют самое разное насыщение и предоставляют самую разную, зачастую сложно сравнимую между собой, информацию. Часто даются качественные характеристики описываемых следов изменчивости уровня, которые никак не могут быть использованы при применении метода главных компонент. Качественные характеристики: характер материала, использованного для датирования, метод датирования, геоморфологическая позиция участка исследований, состав отложений и пр. — применялись для оценки возможности использования результатов, представленных в той или иной публикации, в расчетах.

В результате часть отобранных поначалу материалов была отбракована и не использовалась в расчетах. И только четыре параметра следов изменчивости уровня моря в прошлом описываются количественно и встречаются в большинстве публикаций. Это возраст (фактор 1), высота (фактор 2) и координаты точки наблюдения, долгота (фактор 3) и широта (фактор 4). Именно эти параметры и использовались в расчетах. Исходя из расчетов на данные четыре фактора приходится 98 % значения изменчивости уровня моря. Реально же в расчетах использовались лишь значения изменчивости факторов 1, 2 и 3, как наиболее значимых, на них приходится около 90 % всей изменчивости.

На рис. 1 представлены первичные данные по результатам датирования следов положения уровня моря на арктическом побережье в голоцене и основные направления изменчивости уровня моря. Если рассматривать распределение датировок древних береговых линий в голоцене без применения метода факторного анализа, самой явной будет тенденция к постепенному понижению уровня моря на побережьях морей западного сектора АЗРФ. Но эта тенденция сильно отличается от данных датирования голоценовых береговых линий побережий восточного сектора АЗРФ. Применение

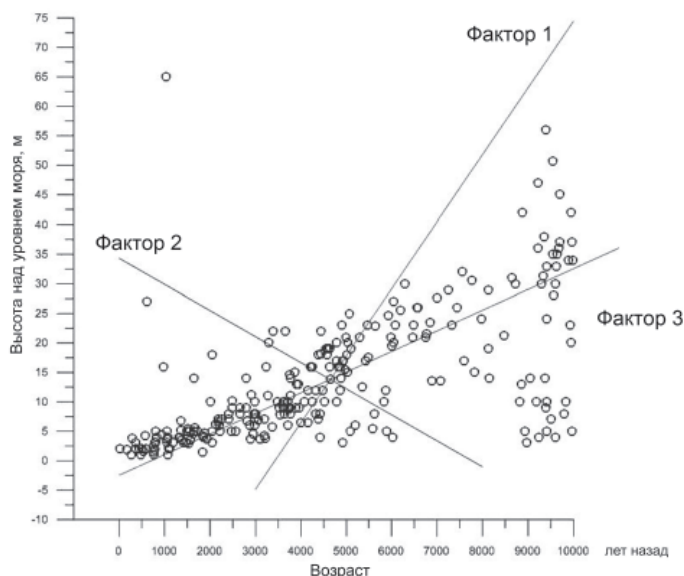


Рис. 1. Данные датирования следов положения уровня моря в Арктике в голоцене с нанесенными направлениями изменений основных факторов изменчивости.

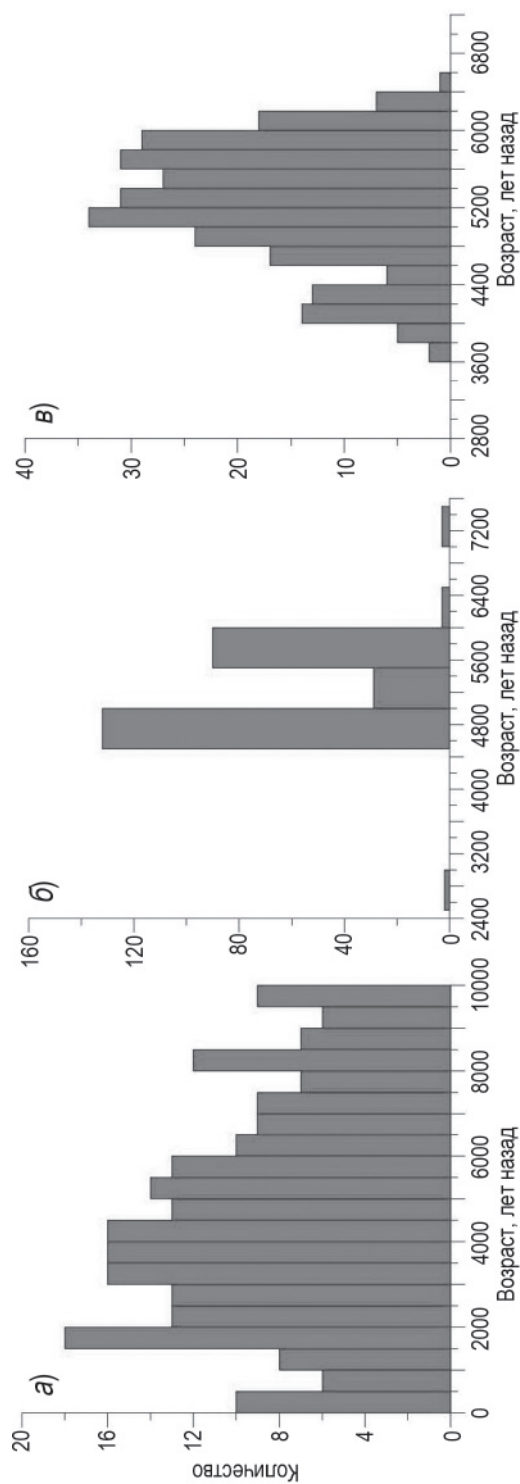


Рис. 2. Гистограммы распределения значений изменчивости факторов во времени: *а* — возраст, *б* — высота, *в* — долгота.

факторного анализа при работе с массивом данных датирования древних береговых линий морей АЗРФ позволяет выделить составные части общей изменчивости уровня и определить основные направления изменчивости. На рисунке они показаны линиями и соответствуют влиянию выделенных факторов.

Первый фактор изменчивости — возраст. На него приходится около 70 % составляющей всего значения изменчивости уровня морей АЗРФ в голоцене. Направление изменчивости этого фактора совпадает с падением уровня в голоцене и отражает регрессивную составляющую его изменчивости. Второй фактор (высота) определяет примерно 20 % общего значения изменчивости уровня. Он противоположно направлен первому, что отражено на рис. 1. И, судя по всему, определяет трансгрессивную составляющую изменчивости уровня морей АЗРФ в голоцене. Третий фактор (долгота) определяет 1–2 % изменчивости и по своему направлению близок к фактору изменчивости уровня 1, т.е. отвечает за регрессивную составляющую.

Для того чтобы определить влияние каждого из трех найденных факторов на изменение уровня моря, были построены гистограммы распределения значений изменчивости уровня для периода 10000 лет (рис. 2). На рисунке видны колебания параметров изменчивости для всех трех факторов. На фактор 1 приходится более 70 % общей изменчивости, и он проявляется в течение всего рассматриваемого периода. Выделяются следующие интервалы повышенных концентраций значений изменчивости фактора возраста: 8 тыс.л.н.; большой по продолжительности отрезок времени от 6 до 3,8 тыс.л.н. с максимумом значений 4 тыс.л.н.; пик 1,5–2 тыс.л.н. и недавний интервал 500 лет назад. Особенно ярко выделяются пики концентрации значений фактора 2 (высота), который составляет около 20 % общего значения изменения уровня. Максимальные его значения приходятся на интервал времени 4,5 и 6 тыс.л.н. Также имеются маленькие пики 7,2–7,5 тыс.л.н. и 2,8–5 тыс.л.н. назад. Фактор 3 (долгота) проявляется в период от 6,6 тыс.л.н. до 3,6 тыс.л.н. с максимальными значениями 5,2 тыс.л.н. и 4,2 тыс.л.н. Все три фактора имеют совпадения максимальных значений изменчивости в интервалах, концентрирующихся вокруг 6 тыс.л.н., 4 тыс.л.н. и 1,5–2,5 тыс.л.н.

Наглядным для определения влияния того или иного фактора на общее значение изменчивости уровня моря является представление данных в виде суммы значений изменчивости разных факторов. Наиболее ярко это видно на примере факторов 1 и 3, распределение совокупных значений которых представлено на рис. 3. Максимальные значения распределения суммы значений факторов 1 и 3 концентрируются в районе 4 тыс.л.н. Также пики наблюдаются в районе 5,6 тыс.л.н., 4,8 тыс.л.н. и 3,2 тыс.л.н.

Представленные данные, отражающие изменчивость значений изменения уровня морей АЗРФ в голоцене, показывают наличие палеособытия, которое привело к повышению этого значения около 4 тыс.л.н. Также можно говорить о том или ином проявлении факторов изменчивости 6 тыс.л.н. и 1,5–2,5 тыс.л.н. и влиянии первого фактора изменчивости на положение уровня морей АЗРФ 500 лет назад.

Оценка амплитуды возможных изменений уровня морей АЗРФ в голоцене может колебаться значительно. Это связано с различным характером хода уровня морей восточного и западного секторов Российской Арктики. Для западного сектора перепад значений положения уровня в прошлом мог достигать 60–100 м (Zeeberg, 2001), в то время как для восточных морей этот показатель не превышал 15 м (Макаров, Большиханов, 2011). Такие различия связаны с разным строением и направленностью тектонических

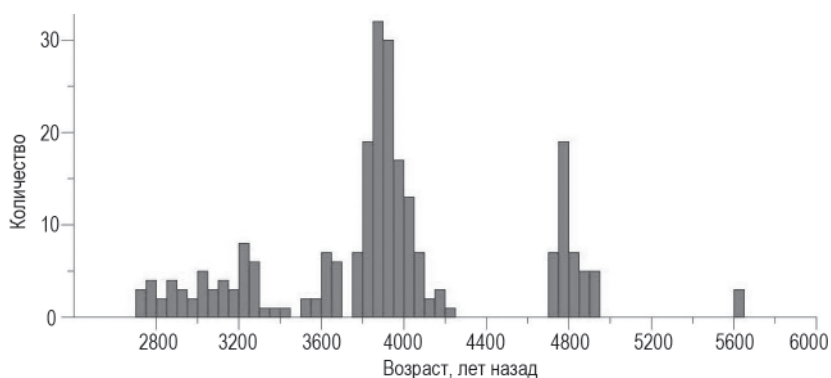


Рис. 3. Гистограмма распределения суммы значений изменчивости факторов 1 и 3, без учета фактора 2.

процессов. Побережья морей западного сектора АЗРФ в целом гораздо более тектонически активные, нежели восточного (Баранская, 2015; Shipilov, Vernikovsky, 2010).

Такие же различия наблюдаются и на современном (инструментальном), за последние 60 лет, этапе наблюдения за ходом уровня морей Российской Арктики. Он разнонаправлен в разных частях АЗРФ. При общей тенденции к подъему относительного уровня моря выделяется ряд регионов с наблюдаемой регрессией. Выделяются следующие участки опускания уровня: Оленекский залив, Обская губа, север Новой Земли (Ашик и др., 2010).

Ход уровня морей западного сектора АЗРФ в голоцене характеризуется нисходящим движением, что обычно интерпретируется как гляциоизостатическое поднятие территории. В такой ситуации достаточно сложно выделить этапы повышенного стояния уровня. Однако часто в течение голоцена наблюдаются этапы если не роста уровня, то его стабилизации или замедления падения (Zeeberg, 2001). Это могло быть связано не столько с изменением характера тектонических движений, сколько с наложением другой составляющей, непосредственного изменения уровня воды. Получается, что в случае с наложением активного влияния фактора локальных и региональных тектонических движений на собственно изменчивость уровня моря возможны несколько вариантов изменчивости относительного уровня моря. Первый — амплитуда положительных тектонических движений превышает значения роста уровня моря. В этом случае на кривой хода уровня будет отмечено замедление его падения или тектонического подъема. Второй — на положительные тектонические движения на берегу накладывается падение уровня моря. В этом случае будет наблюдаться рост скоростей тектонических движений или падения уровня моря. Третий вариант — скорость положительных тектонических движений примерно равна скорости изменения уровня моря. В итоге в кривой хода относительного уровня будет наблюдаться стабилизация. Четвертый — тектонические движения имеют нулевой знак или отрицательны. Это тот вариант, когда становится возможна фиксации трансгрессивных циклов в летописи изменчивости относительного уровня моря в прошлом, т.е. будет наблюдаться преобладание гидрократических факторов изменчивости уровня над геократическими.

Такие условия в голоцене больше характерны для побережья морей восточного сектора Российской Арктики, где и встречаются следы голоценовых трансгрессий.

По данным изучения морских террас (Макаров и др., 2008), древних береговых линий, дельтовых (Большаянов, 2006) и эстуарных отложений (Большаянов и др., 2013; Bolshiyarov et al., 2015), лагунных отложений (Анисимов и др., 2009) созданы реконструкции хода уровня моря в голоцене. Выделяются, как минимум, три этапа трансгрессии 6, 4 и 1,5–2 тыс.л.н. Время проявления таких этапов соответствует этапам замедления падения уровня или его стабилизации в западном секторе АЗРФ (Макаров, Большаянов, 2014), а высоты трансгрессий достигают 5–7 м, с максимальными значениями, приуроченными к этапу 4 тыс.л.н.

Принимая во внимание, что и побережья восточных морей могут испытывать воздействие тектонических процессов в голоцене, пусть и не таких интенсивных, как в западном секторе АЗРФ, дадим более консервативную оценку амплитуды изменчивости уровня морей АЗРФ в голоцене и ограничим ее 3–5 м.

Каковы же могут быть природные процессы, определяющие факторы изменчивости уровня моря? Как было отмечено в начале статьи, рассматриваемые факторы изменчивости не могут напрямую коррелироваться с природными процессами, определяющими общее изменение уровня моря. Однако характер распределения значений изменчивости рассмотренных факторов позволяет сделать некоторые предположения об их возможной природе. Факторы 1 (возраст) и 3 (долгота) проявляются на протяжении всего голоцена, отражая, скажем так, некоторую фоновую изменчивость уровня. В то время как фактор 2 (высота) проявляется лишь в ограниченный во времени период и отражает, по всей видимости, некоторые локализованные во времени процессы. Вероятно, это может объясняться активизацией тектонических процессов голоцена, их волновым характером (Кошечкин, 1975) с максимальными их значениями именно в середине голоцена. В этом случае вклад таких процессов в общее изменение уровня оценивается примерно в 20 %. Также следует отметить, что именно на период середины голоцена, по оценкам многих исследователей, приходится стабилизация уровня океана на отметках, близких к современным (Гаврилов и др., 2006; Bauch et al., 2001a, 2001b; Peltier et al., 2006), что косвенно говорит о некотором палеособытии стабилизации уровня. А как было показано ранее, стабилизация уровня, при определенных условиях, может свидетельствовать фактически о подъеме уровня моря.

Получается, что факторы 3 и 1 отражают фоновую составляющую изменчивости уровня моря в голоцене. Возможно, это некоторая совокупность гидротектонических и геотектонических факторов изменчивости уровня, за исключением компоненты тектонических движений середины голоцена, вклад которой показывает распределение фактора 2 во времени.

Таким образом, в течение голоцена фиксируется, как минимум, три палеособытия повышенного положения уровня морей АЗРФ на этапах: 6 тыс.л.н., 4 тыс.л.н. и 1,5–2 тыс.л.н. до высот 3–5 м., с максимальными значениями 4 тыс.л.н. При этом трансгрессия 4 тыс.л.н. определяется активизацией тектонической деятельности середины голоцена. Описанные этапы повышенного стояния уровня морей АЗРФ могут быть стадиями одной глобальной голоценовой трансгрессии, охватывавшей весь Мировой океан в послеледниковье. Факторный анализ показал интересную закономерность влияния фактора 2 (долготная позиция изученной береговой линии) на распределение колебаний уровня моря в пространстве в пределах АЗРФ. Вероятно, именно различия (тектонические, эвстатические) в западном и восточном секторах Российской Арктики и проявляются во влиянии долготы на колебания уровня моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

- Анисимов М.А., Иванова В.В., Пушина З.В., Питулько В.В. Лагунные отложения острова Жохова: возраст, условия формирования и значения для палеогеографических реконструкций региона Новосибирских островов // Известия РАН. Серия географическая. 2009. № 5. С. 107–119.
- Ашик И.М., Макаров А.С., Большаинов Д.Ю. Развитие берегов российской Арктики в связи с колебаниями уровня моря // Метеоспектр. 2010. № 2. С. 23–27.
- Бадюков Д.Д. Влияние изменения формы геоида и деформаций твердой Земли под действием водной нагрузки на изменение уровня моря в последлениковое время // Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет. М.: Наука, 1982. С. 51–76.
- Баранская А.В. Роль новейших вертикальных тектонических движений в формировании рельефа побережий российской Арктики: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. СПб., 2015. 26 с.
- Бахтин А.И., Низамутдинов Н.М., Хасанова Н.М., Нуриева Е.М. Факторный анализ в геологии: Казань: Казанский государственный университет, 2007. 32 с.
- Белонин М.Д., Голубева В.А., Скублов Г.Т. Факторный анализ в геологии. М.: Недра, 1982. 269 с.
- Большаинов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г. Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.
- Большаинов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб.: ААНИИ, 2006. 296 с.
- Гаврилов В., Романовский Н.Н., Хуббертен Х.-В. Палеогеографический сценарий последлениковой трансгрессии на шельфе моря Лаптевых // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 1. С. 39–50.
- Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б., Арсланов Х.А. Перемещение береговой линии Белого моря и гляциоизостатическое поднятие суши в голоцене (район поселка Кузема, северная Карелия) // Доклады Академии наук. 2012. Т. 442. № 2. С. 263–267.
- Кошечкин Б.И. Перемещение береговой линии Баренцева и Белого морей в поздне-последлениковое время // Известия Академии наук СССР. Серия географическая. 1975. № 4. С. 91–100.
- Макаров А.С., Большаинов Д.Ю., Павлов М.В. Геоморфологические и палеогеографические исследования междуречья Оленька и Анабара на южном побережье моря Лаптевых // Вестник Санкт-Петербургского государственного университета. Серия 7: Геология, география. 2008. Вып. 1. С. 79–86.
- Макаров А.С. Колебания уровня моря Лаптевых как фактор формирования дельты р. Лена в голоцене: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. СПб., 2009. 16 с.
- Макаров А.С., Большаинов Д.Ю. Колебания уровня арктических морей России в голоцене // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 3: Сборник научных статей / Под ред. Н.С. Болиховской, С.С. Фаустова. М.: Географический факультет МГУ, 2011. С. 315–321.
- Макаров А.С., Большаинов Д.Ю. Изменчивость уровня морей Российской Арктики в голоцене // Береговая зона — взгляд в будущее: Материалы XXV Международной береговой конференции. Т. 2. М.: ГЕОС, 2014. С. 34–36.
- Bauch H.A., Kassens H., Naidina O., Kunz-Pirrung M., Thiede J. Composition and flux of Holocene sediments on the eastern Laptev Sea shelf, Arctic Siberia // Quaternary Research. 2001a. Vol. 55. P. 344–351.
- Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemeier J., Petryashov V.V. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global and Planetary Change. 2001b. № 31. P. 125–139.
- Forman S.L., Lubinski D.J., Siegert M.J., Matishov G.G., Ingolfsson O., Zeeberg J.J., Snyder J.A. A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23. P. 1391–1434.
- Lambeck K., Chappell Jh. Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle // Science. 2001. Vol. 292. P. 679–686.

Long A.J., Roberts D.H., Rasch M. New observation on the relative sea level and deglacial history of Greenland from Innaarsuit, Disko Bugt // *Quaternary Research*. 2003. № 60. P. 162–171.

Manley W.F., Lokrantz H., Gataullin V., Ingolfsson O., Forman S.L. Late Quaternary stratigraphy, radiocarbon chronology, and glacial history at Cape Shpindler, southern Kara Sea, Arctic Russia // *Global and Planetary Change*. 2001. Vol. 31. P. 239–254.

Mörner N.A. Eustasy and geoid changes // *J. Geology*. 1976. Vol. 84. P. 123–151.

Peltier W.R., Fairbanks R.G. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record // *Quaternary Science Reviews*. 2006. Vol. 25. P. 3322–3337.

Shipilov E.V., Vernikovskiy V.A. The Svalbard–Kara plates junction: structure and geodynamic history // *Russian Geology and Geophysics*. 2010. Vol. 51. P. 58–71.

Stein R., Dittmers K., Fahl K., Kraus M., Matthiessen J., Niessen F., Pirrung M., Polyakova Ye., Schoster F., Steinke T., Futterer D.K. Arctic (palaeo) river discharge and environmental change: evidence from the Holocene Kara Sea sedimentary record // *Quaternary Science Reviews*. 2004. Vol. 23. P. 1485–1511.

A.S. MAKAROV, A.A. TRUNIN

VARIABILITY OF THE SEA-LEVEL IN THE RUSSIAN ARCTIC DURING THE HOLOCENE

The problem of fluctuations of the sea-level in the Arctic zone of Russian Federation in during Holocene. Based on the analysis of more than 600 dating of documents testifying to the level position of the Russian Arctic seas during the Holocene using principal component analysis was able to identify paleo-events of the high standing of the sea level during the Holocene in time periods 6000, 4000 and 2500–1500 y.b.p. and to identify possible reasons for such changes.

Keywords: Holocene, sea-level fluctuation, Russian Arctic seas, paleoreconstructions.

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

УДК 061.62(09)(98)

Поступила 9 октября 2015 г.

**ИМЕНА СОТРУДНИКОВ ААНИИ НА ГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТАХ.
ЕЛЕНА КОНСТАНТИНОВНА СЫЧУГОВА,
НИКОЛАЙ НИКОЛАЕВИЧ МУТАФИ**

*д-р геогр. наук Л.М. САВАТЮГИН**ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: savat@aari.ru***ЗАЛИВ ЕКС**

Такое странное название залива в Карском море к югу от м. Бисмарк о. Северный архипелага Новая Земля появилось на карте в 1933 г. во время работы Новоземельской геологической экспедиции ВАИ (начальник Б.В. Милорадович) Всесоюзного арктического института (ВАИ) в честь коллектора экспедиции Елены Константиновны Сычуговой (1914–1946), которую геологи по-дружески прозвали «ЕКС» по начальным буквам ее имени, отчества и фамилии.

Елена Константиновна Сычугова родилась в Петербурге в 1914 г. в семье кадрового офицера корпуса военных топографов.

В 1930 г. поступила на работу в Кавказскую секцию Геологического комитета Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ) и в 1931 г. в качестве коллектора была командирована в геологическую партию, работавшую в Закавказье. В начале 1933 г.

Е.К. Сычугова поступила на работу в ВАИ и была зачислена коллектором в состав участников Новоземельской геологической экспедиции ВАИ, где оказался полезным ее опыт работы с палеонтологическим материалом и методами его технической обработки.

В этой же экспедиции работал молодой геолог Н.Н. Мутафи, будущий муж Елены Константиновны. Во время экспедиции она вместе с начальником экспедиции Б.В. Милорадовичем нашла вещи, принадлежавшие Виллему Баренцу и пролежавшие на Новой Земле 337 лет. Е.К. Сычугова была первой женщиной, посетившей место зимовки В. Баренца в Ледяной Гавани на северо-восточном побережье о. Северный Новой Земли.

После рождения сына в 1935 г. Е.К. Сычугова до начала Великой Отечественной войны продолжала работать в должности геолога в различных поисковых партиях. Она осталась в блокадном Ленинграде и лишь после смерти

Залив ЕКС и бухта Мутафи
(о. Северный, Новая Земля).



Е.К. Сычугова с сыном.



мужа эвакуировалась в Уфу к матери и сыну. В конце 1945 г. директор АНИИ В.Х. Буйницкий отправил официальное письмо в Уфу на завод, где работала Е.К. Сычугова, с просьбой откомандировать ее в Ленинград для оформления в геологическую экспедицию на о-ва Де-Лонга сроком на 2 года. Однако в начале 1946 г. Е.К. Сычугова трагически погибла в Ленинграде, так и не успев уехать в экспедицию.

Похоронена Елена Константиновна в Ленинграде на Серафимовском кладбище. Могила, к сожалению, не сохранилась.

БУХТЫ МУТАФИ

Между заливом ЕКС и бухтой Ледяная Гавань находится бухта Мутафи, названная так в 1933 г. Новоземельской геологической экспедицией ВАИ в 1933 г. (начальник Б.В. Милорадович) в честь заместителя начальника экспедиции, горного инженера Николая Николаевича Мутафи (1910–1941).

Мутафи Николай Николаевич родился в Симферополе в 1910 г. в семье выходцев из Греции, эмигрировавших в Россию в конце XIX в. Отец Николая был профессором химии. Впоследствии родители Н.Н. Мутафи стали жертвами политических репрессий 1937 г. и погибли в лагерях в Казахстане. Реабилитированы в 1954 г.

Окончив школу, Николай Мутафи уехал в Ленинград и поступил на геологоразведочный факультет Горного института. Студентом он участвовал в полевых работах сначала на Тиманском кряже в 1930 г., затем на Новой Земле. В 1931 г. вместе с геологом Д. Пановым и топографом Кольцовым Н.Н. Мутафи произвел съемку масштаба 1:100 000 в районе губы Серебрянки на юго-западе о. Северный, а в следующей экспедиции летом 1932 г. пересек о. Северный с востока на запад. После получения диплома в 1933 г. он поступил на работу в ВАИ (позднее АНИИ) на должность геолога-поисковика Новоземельской геологической экспедиции ВАИ.

Н.Н. Мутафи.



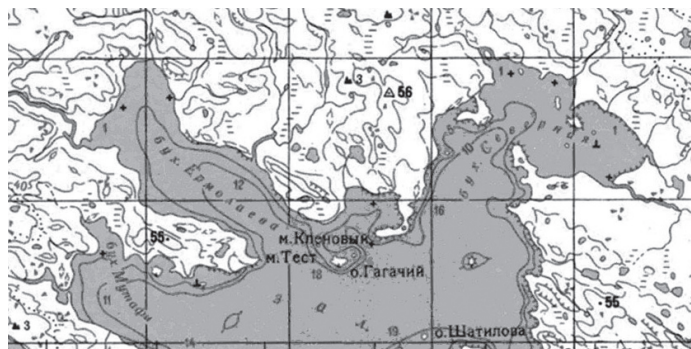
Экспедиция, руководимая Б.В. Милорадовичем, вышла из Архангельска на судне «Аркас» 16 июля 1933 г. Из-за многочисленных заходов на зимовочные станции лишь 8 августа прибыли на мыс Желания, а 13 августа экспедиция начала геологическую и топографическую съемку в районе бухты Ледяная Гавань. В составе экспедиции в качестве коллектора работала Е.К. Сычугова — будущая жена Н.Н. Мутафи (см. бухта ЕКС). Съемкой покрывалась полоса шириной 5 км от берега, Н.Н. Мутафи совершал маршруты, параллельные побережью. В конце сентября начали сворачивать работы и 4 октября прибыли на мыс Желания. В отчете Б.В. Милорадовича, опубликованном в 1936 г., отмечается особая роль Н.Н. Мутафи и Е.К. Сычуговой в успешном проведении этих работ.

Молодой геолог продолжил изыскания на Новой Земле и в 1934 г. в составе Новоземельской геологической экспедицией ВАИ. Н.Н. Мутафи внес большой вклад в изучение магматических образований Новой Земли и выявление особенностей ее оруденения, вместе с группой геологов им открыто значительное полиметаллическое проявление. В короткий срок он стал одним из крупнейших знатоков геологии архипелага Новая Земля, и не случайно, что именно ему было поручено дать научный комментарий к геологическим статьям В.А. Русанова по Новой Земле.

В 1934 г. начальник экспедиции Северо-западного геологоразведочного треста А. Ку克林 назвал бухту на западе залива Рейнеке о. Южный Новой Земли в честь геолога ВАИ Николая Николаевича Мутафи, участника многих арктических экспедиций, руководившего геолого-поисковыми экспедициями на Новой Земле в 1932–1934 гг.

В 1935 г. Н.Н. Мутафи переключился на геологические исследования, связанные с освоением Норильского рудного района. Он возглавил зимовочную экспедицию Горно-геологического управления Главсевморпути в

Бухта Мутафи в заливе Рейнеке (о. Южный, Новая Земля).



низовья р. Пясины, которая рассматривалась в качестве транспортной артерии для Норильского комбината. Н.Н. Мутафи провел геологическую и топографическую съемки вдоль низовьев Пясины и прибрежной 250-километровой зоны Таймырского п-ова от устья до п-ова Михайлова.

Одним из результатов съемки явилось открытие месторождения угля хорошего качества в районе р. Пясины в 80 км от ее устья. От этого месторождения до причала в 1930-е гг. была проложена узкоколейная железная дорога. Уголь использовался в Норильске для технических и хозяйственных нужд. Исследованиями Н.Н. Мутафи были начаты планомерные работы по изучению природных богатств Таймыра.

Как ни странно, но арест и осуждение родителей, к счастью, не коснулись сына. В том страшном 1937 г. он стал делегатом XVII Международного геологического конгресса, проходившего в Москве.

В 1938–1939 гг. Мутафи вновь руководил геологическими работами на Таймыре. Возглавляемая им экспедиция провела предварительную разведку открытого ранее месторождения и обнаружила новые выходы углей.

В 29-летнем возрасте Н.Н. Мутафи получил ученую степень кандидата геолого-минералогических наук, защитив диссертацию под названием «Геологическое строение западного побережья Новой Земли». Самую высокую оценку работе дал официальный оппонент, профессор А.П. Герасимов, отметивший прекрасную профессиональную подготовку соискателя, широкий научный кругозор и глубину проработки материала.

В 1940 г. «за многолетнюю плодотворную научную работу в области освоения Севера» Н.Н. Мутафи присвоили особо ценное полярниками звание «Почетный полярник»; в том же году он был награжден медалью «За трудовое отличие». Его включили в состав научно-технического совещания Горно-геологического

управления по рассмотрению и апробации геологических отчетов.

В 1941 г. Н.Н. Мутафи должен был продолжить работы на Новой Земле с задачей разведки серебро-свинцового месторождения в районе пр. Маточкин Шар, открытого в первые годы его исследований на архипелаге. 15 июня партия отбыла к месту полевых работ, однако началась война, и экспедиция 22 июня 1941 г. вернулась в Архангельск.

1 июля Н.Н. Мутафи был уже в Ленинграде, а 11 июля был зачислен в ряды народного ополчения, в составе которого прослужил месяц. Н.Н. Мутафи вернулся в институт, как и прежде, несмотря ни на что, ежедневно приходил на работу, продолжая свои исследования даже во время тревог и обстрелов. 22 декабря 1941 г. он не пришел, организм не выдержал, сердце остановилось. Жена похоронила его на семейном участке Шуваловского кладбища.

Именем Николая Николаевича Мутафи на Новой Земле также названы:

- гора высотой 736 м на юге о. Северный,
- ледник в центральной части о. Северный,
- гора высотой 794 м на северо-западе о. Северный.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аветисов Г.П.* Арктический мемориал. СПб.: Наука, 2006. 620 с.
- Аветисов Г.П.* Имена на карте Арктики. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2009. 618 с.
- Попов С.В., Троицкий В.А.* Топонимика морей Советской Арктики. Л.: Гидрографическое предприятие ММФ, 1972. 297 с.
- Справочник по истории географических названий на побережье СССР. Л.: ГУНИО, 1985. 430 с.
- Топографическая карта Архангельской области (Новая Земля, Залив Русская Гавань, Залив Рейнеке, М 1:200 000). М., 1971 г.

ТРЕБОВАНИЯ К СТАТЬЯМ, ПРЕДСТАВЛЯЕМЫМ ДЛЯ ПУБЛИКАЦИИ В ЖУРНАЛЕ «ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ»

1. Объем статьи не должен превышать 15 страниц текста в формате Microsoft Word с полуторным интервалом, включая список литературы, таблицы и рисунки.
2. Статьи должны быть представлены в распечатанном виде и переданы в электронном формате на CD или flash-накопителе (только при личной явке автора) в соответствии с нижеприведенными требованиями. Допускается пересылка файлов со статьей по электронной почте.
3. В комплект статьи, присылаемой автором, должны входить:
 - основной текст статьи на русском языке (включает в себя подрисовочные подписи и библиографический список);
 - иллюстративный материал в виде отдельных файлов любого из графических форматов в соответствии с нижеприведенными требованиями;
 - текст аннотации на русском и английском языках;
 - ключевые слова на русском и английском языках;
 - название статьи, инициалы и фамилии авторов на русском и английском языках;
 - сведения об авторах (ученая степень, должность, название организации и ее полный почтовый адрес, электронная почта и телефон (в статье не публикуется)) только на русском языке; УДК статьи;
 - акт экспертизы и сопроводительное письмо, подписанное руководителем организации или учреждения, где работает автор (авторы), или самим автором (авторами).
4. *Требования к представляемым текстовым файлам.*

Текст должен быть представлен в формате Word. При подготовке текста необходимо использовать стандартный шрифт Times New Roman 12 пт., для набора греческих и некоторых специальных символов использовать шрифт Symbol.

Дробные части чисел отделяются от целых ЗАПЯТОЙ, а не точкой.

Не допускается:

 - использование цифры 0 и буквы О в надстрочном написании в качестве символа градуса;
 - символа «-» (дефис) вместо «—» (тире);
 - использование символа «х» вместо символа «×»;
 - использование символов N, O, S, W в качестве указания широты и долготы как в текстах, так и на картах;

В качестве внешних кавычек используется пара «». При необходимости использования внутренних кавычек набираются кавычки “”.
5. *Требования к таблицам.*

Таблицы должны быть подготовлены в Microsoft Word шрифтом Times New Roman (при необходимости Symbol) 9 пт.

В каждой ячейке таблицы НЕ ДОЛЖНО БЫТЬ более одного абзаца.

При подготовке таблиц следует помнить, что максимальная ширина таблицы в книжной ориентации — 125 мм, в альбомной — 195 мм.

Таблицы оформляются разделительными линиями толщиной 0,5 пт.
6. *Требования к графическим файлам.*

Иллюстрации к статье готовятся в любом доступном для автора редакторе или приложении. При этом каждая иллюстрация ПРЕДСТАВЛЯЕТСЯ В ВИДЕ ОТДЕЛЬНОГО ФАЙЛА в одном из графических форматов: *.jpg, *.tif, *.eps, *.cdr, *.wmf, *.ai. Допускается иллюстративный материал в формате *.xls (строго БЕЗ рамок). Все иллюстрации должны быть ЕДИНООБРАЗНЫ (шрифт, линии) по стилю.

В публикации рекомендуется использовать черно-белые иллюстрации. Использование цветных иллюстраций допускается в исключительных случаях и только по согласованию с редакцией. Растровые изображения должны иметь размер не менее 900 пикселей по короткой стороне.

Размер и ориентация иллюстрации подбираются автором в соответствии с размером полосы верстки, которая составляет 195×125 мм (максимальный размер иллюстрации, включая подрисовочную подпись и легенду).

Для иллюстраций в векторном формате (рисунок в формате Corel Draw, Adobe Illustrator, Microsoft Excel или файлы, экспортированные в формат *.wmf) необходимо использовать только стандартные шрифты Windows (Times New Roman, Symbol) или их аналоги Type-1. При использовании иных шрифтов они должны быть проконвертированы в кривые.

Для оцифровки осей рисунков необходимо использовать только вышеуказанные шрифты НОРМАЛЬНОГО начертания, размером не более 10 пт. Десятичный знак при оцифровке осей и аппликаций — только ЗАПЯТАЯ.

Все карты, схемы, диаграммы, рисунки должны быть на русском языке.

7. *Требования к формулам.*

Для набора формул в версиях Microsoft Word 2010 (2013) следует использовать формульный редактор MathType; для версий Microsoft Word 2007 и более ранних, кроме MathType, можно использовать встроенный в Microsoft Word редактор Equation Editor. Размер шрифта основного текста – 10.

8. *Требования к списку литературы.*

Список работ, на которые есть ссылки в тексте, формируется в алфавитном порядке по фамилии первого автора (при отсутствии автора используется первая буква названия работы). Сначала идет перечень публикаций на русском языке, далее — зарубежных публикаций также в алфавитном порядке. Все работы из списка оформляются в соответствии с ГОСТ Р 7.0.5–2008.

Ссылка на работу дается в тексте следующим образом. Если число авторов не превышает двух, то в круглых скобках приводится фамилия автора (авторов) без инициалов и через запятую год издания. Если число авторов три и более, то ссылка дается в форме (Фамилия первого автора и др., год издания).

С полным перечнем требований к статьям можно ознакомиться на web-странице журнала <http://www.aari.ru/main.php>.

Редакция оставляет за собой право делать необходимые редакционные исправления, дополнения, сокращения.

*За размещение статей в журнале плата НЕ ВЗИМАЕТСЯ.
Всем авторам публикаций бесплатно высылается один экземпляр журнала.*

Сборник научных статей
ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ
№ 3 (109)

Подписано в печать 09.09.2016
Формат 70×100 1/16
Тираж 200

Печать офсетная
Печ. л. 7,5
Заказ № 0435833

Типография ООО «Супервэйв Групп»
188681, Ленинградская область, Всеволожский район, пос. Красная Заря, д. 15

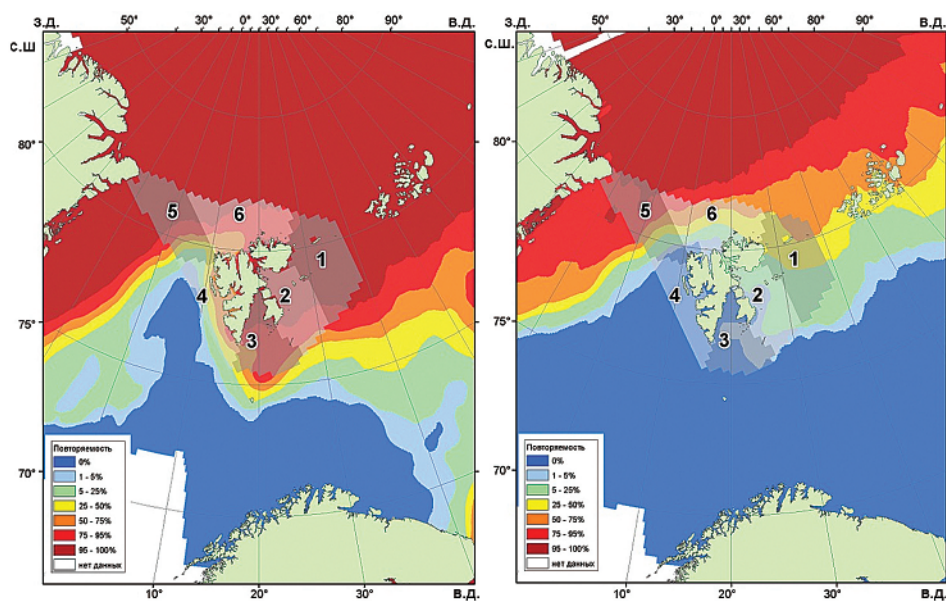


Рис. 1. Повторяемости встречи со льдом в периоды максимального (слева) и минимального (справа) развития ледяного покрова и принятая схема районирования акваторий вод, омывающих арх. Шпицберген.



Рис. 2. Разрез 313 на северо-западном берегу о. Восточный Каменный.

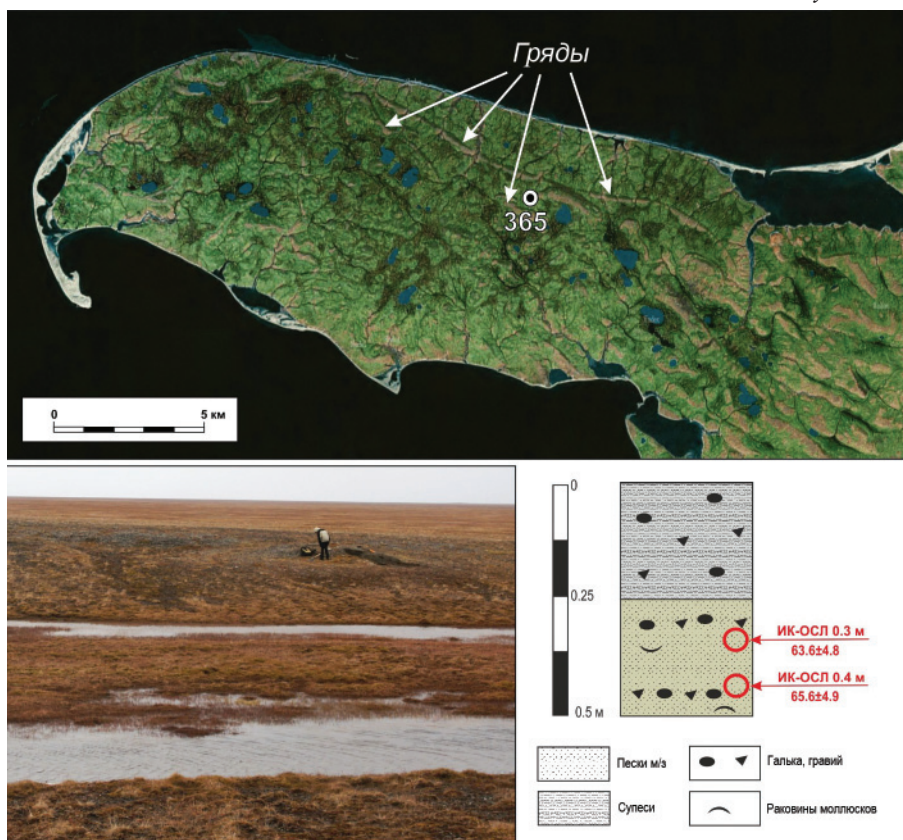


Рис. 3. Разрез 365 в северной части п-ова Михайлова. Использован космический имидж с сайта <https://yandex.ru/maps>

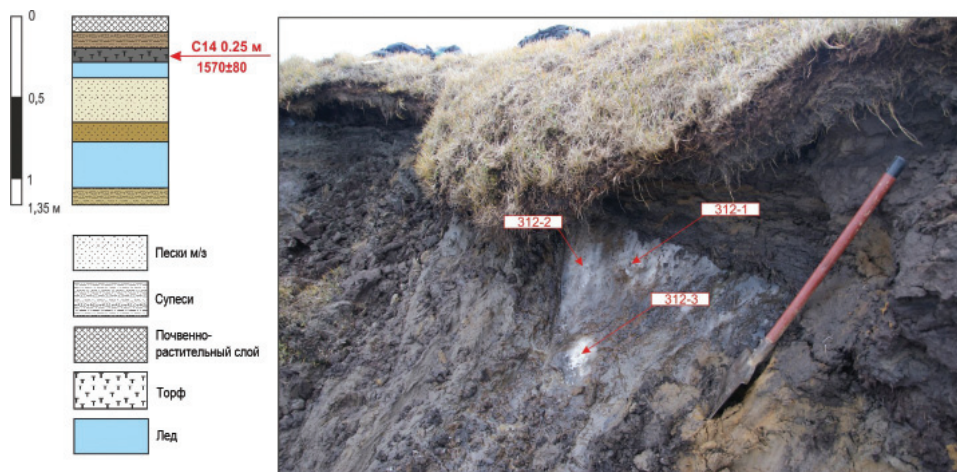


Рис. 4. Разрез 312 на северном берегу о. Западный Каменный.

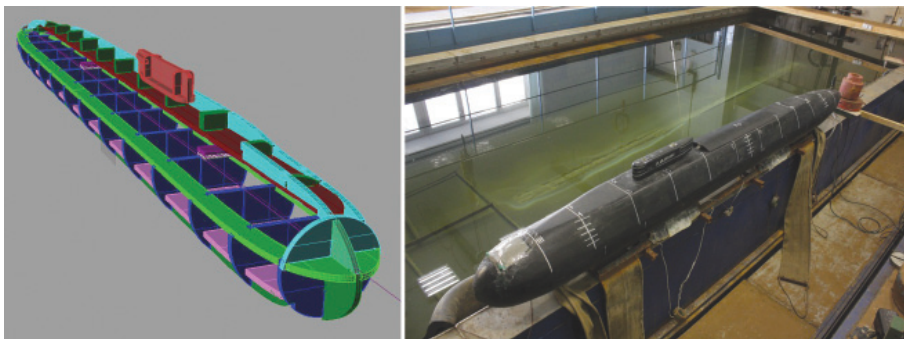


Рис. 1. Трехмерная и физическая модель ПЛ.

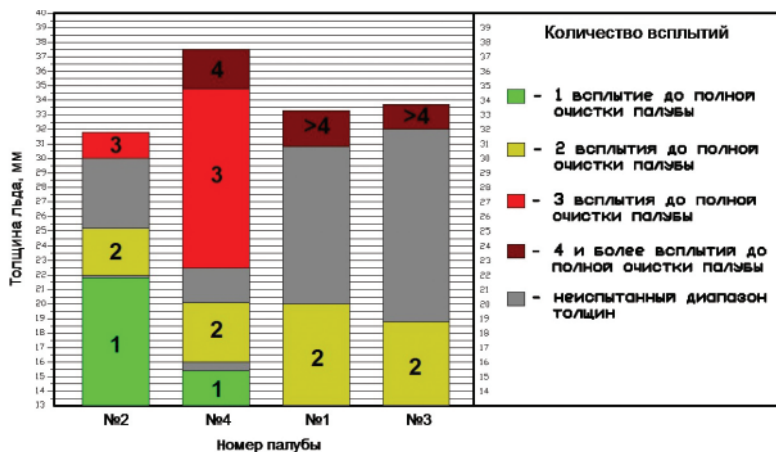


Рис. 9. Результаты экспериментов по очистке палубы.

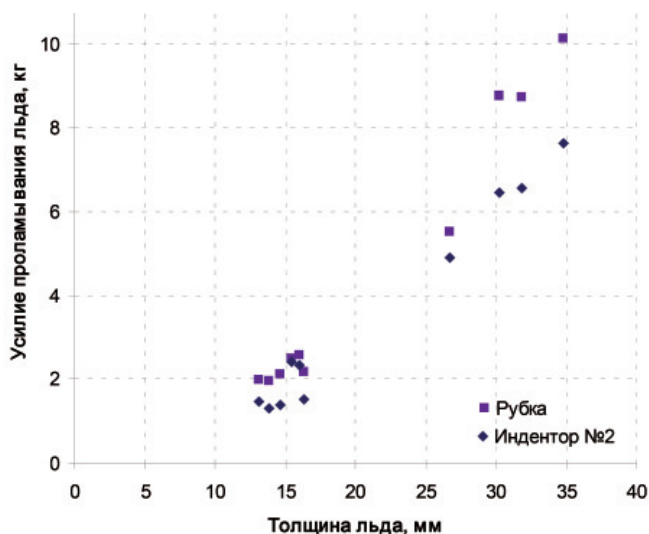


Рис. 10. Усилие проламывания льда на ОВУ и на ОВУ с индексатором № 2.

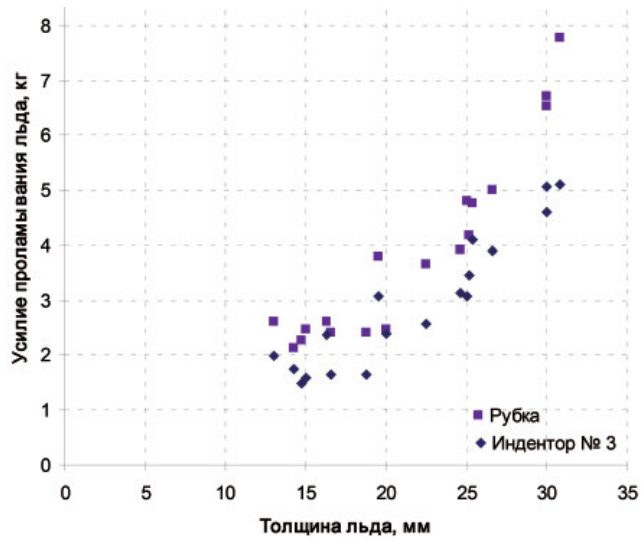


Рис. 11. Усилие проламывания льда на ОВУ и на ОВУ с индентором № 3.

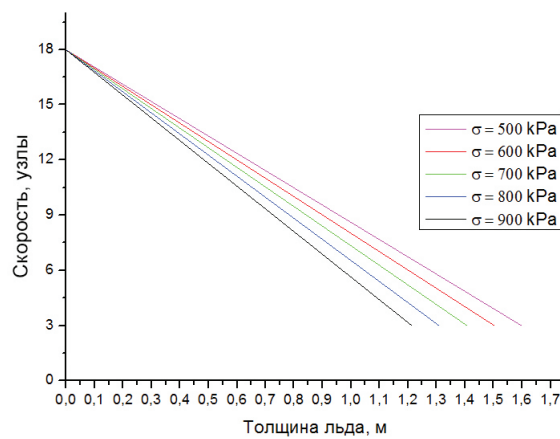


Рис. 1. Пересчет натурной кривой ледопроеходимости на другие значения прочности льда на изгиб.