

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

№ 1 (87)

Издается с июня 1937 г.

Санкт-Петербург
ААНИИ
2011

Главный редактор

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

Редакционная коллегия

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

канд. геогр. наук *Бузин И.В.*

(ученый секретарь, тел. (812) 352-1227, e-mail: buzin@aari.nw.ru)

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

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

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

канд. геол.-минерал. наук *Грикуров Г.Э.* (ВНИИОкеангеология)

д-р геогр. наук *Гудкович З.М.* (ААНИИ)

д-р физ.-мат. наук *Доронин Ю.П.* (РГГМУ)

д-р геогр. наук *Зубакин Г.К.* (ААНИИ)

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

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

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

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

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

д-р геогр. наук *Никифоров Е.Г.* (ААНИИ)

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

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

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

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

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

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 1 (87)

Подписной индекс издания 48657

в каталоге «Газеты. Журналы» ОАО «Агентство Роспечать»

Свидетельство о регистрации

ПИ № ФС77-35144 от 28 января 2009 г.

Выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций

В соответствии с решением Президиума Высшей аттестационной комиссии Минобрнауки России от 19 февраля 2010 года №6/6 журнал включен в перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученых степеней доктора и кандидата наук

Редактор: Е.В.Миненко

Оригинал-макет: Е.А.Скутина

На обложке рисунок А.М.Козловского

ISSN 0555-2648

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт
(ГНЦ РФ ААНИИ), 2011.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Н.Е.Иванов, А.А.Висневский, В.Т.Соколов.</i> Ветровой дрейф станции «Северный полюс-35».....	5
<i>А.П.Нагурный, А.П.Макитас.</i> Измерение выбросов метана в приледный слой атмосферы на дрейфующей ледовой станции «Северный полюс-36» (2009 г.)	22
<i>О.С.Любина, О.Л.Зими́на, Е.А.Фролова, П.А.Любин, А.А.Фролов, Д.Р.Дикаева, О.Ю.Ахметчина, Е.А.Гарбуль.</i> Особенности распределения бентосных сообществ во фьордах Западного Шпицбергена	28
<i>Н.Н.Казакова, М.Б.Фридзон.</i> Оценка однородности рядов данных температурно-ветрового зондирования атмосферы на российских антарктических станциях	41
<i>Е.В.Шевнина.</i> Анализ стационарности многолетних рядов слоя стока весеннего половодья на водосборах Российской Арктики.....	56
<i>В.В.Дроздов.</i> Влияние крупномасштабных параметров циркуляции атмосферы на уровенный режим Белого моря	65
<i>А.В.Богородский, Г.А.Лебедев.</i> Оценка отражающей способности подводных частей айсбергов в задачах дальней гидролокации опасных ледяных образований.....	74
<i>А.К.Павлов, Б.В.Иванов, Д.М.Журавский, М.А.Гранског, К.А.Стедмон.</i> Об особенностях спектрального поглощения подводной облученности в проливе Фрама.....	81
<i>Д.В.Тихоненков.</i> Сезонные изменения сообществ протозоопланктона и зоопланктона в прибрежной зоне острова Кинг-Джордж (Южные Шетландские острова).....	88
<i>В.И.Гонтарь.</i> Новые виды мшанок (<i>Bryozoa, Cheilostomata</i>) из моря Уэдделла, Антарктика.....	102
<i>Ю.А.Горбунов, С.М.Лосев, Л.Н.Дымент.</i> Плотность стамух в Печорском море	108

CONTENTS

<i>N.E.Ivanov, A.A.Visnevsky, V.T.Sokolov.</i> Wind drift of the drifting station «North pole-35».....	5
<i>A.P.Nagurny, A.P.Makhtash.</i> Investigation of metan concentration in the atmosphere boundary layer at the ice drift «North Pole-36» station (2009).....	22
<i>O.S.Lyubina, O.L.Zimina, E.A.Frolova, P.A.Lyubin, A.A.Frolov, D.R.Dikaeva, O.Y.Ahmetchina, E.A.Garbul.</i> Features of the benthic communities distribution in the fjords of West Spitsbergen.....	28
<i>N.N.Kazakova, M.B.Fridzon.</i> Assessment of uniformity of the data series of temperature-wind sounding of the atmosphere at the Russian Antarctic stations	41
<i>E.V.Shevnina.</i> Analysis of multi-year stationary of the spring flood flow time-series for watersheds in Russian Arctic.....	56
<i>V.V.Drozhdov.</i> Influence of large-scale parameters of circulation of atmosphere on levels a mode of the White sea	65
<i>A.V.Bogorodsky, G.A.Lebedev.</i> Assessment of reflectance of icebergs' underwater parts as applied to the issue of remote underwater echo sounding of dangerous ice formations	74
<i>A.K.Pavlov, B.V.Ivanov, D.M.Zhuravskiy, M.A.Granskog, C.A.Steadmon.</i> On the spectral absorption of underwater irradiance in the Fram strait	81
<i>D.V.Tichonenkov.</i> The season changes in structure of protozooplankton and zooplankton communities in near coast zone of the King George Island (the South Shetland Islands).....	88
<i>V.I.Gontar.</i> New species (<i>Bryozoa, Cheilostomata</i>) of the Weddell Sea, Antarctic	102
<i>Yu.A.Gorbunov, S.M.Losev, L.N.Dyment.</i> Density of stamukhas in the Pechora Sea.....	108

ВЕТРОВОЙ ДРЕЙФ СТАНЦИИ «СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС-35»

науч. сотр. *Н.Е.ИВАНОВ*, глав. спец. *А.А.ВИСНЕВСКИЙ*,
нач. ВАЭ *В.Т.СОКОЛОВ*

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, *neivanov@aari.nw.ru*, *ale68197045@aari.nw.ru*, *svt@aari.nw.ru*

Выполнен анализ дрейфа станции «Северный полюс-35» (СП-35) с октября 2007 г. по июль 2008 г. Параметры изменчивости скоростей ветра и дрейфа и показатели векторной корреляции получены на основе векторно-алгебраического метода в инвариантной форме, регрессия дрейфа по ветру определена по теории А.М.Обухова. Установлено, что дрейф СП-35 практически полностью определяется ветром, общая корреляция составляет около 0,9, а расчетная траектория практически идеально воспроизводит реальный дрейф. Приведен алгоритм вычисления скорости дрейфа по координатам с учетом временной дискретности, погрешностей и неопределенностей исходных данных. Показана возможность использования архива ААНИИ для анализа всего исторического массива данных по дрейфу станций «Северный полюс».

Ключевые слова: ветровой дрейф льда, скорость дрейфа, скорость ветра, векторная регрессия, показатели векторной корреляции.

Станция СП-35 работала с сентября 2007 г. по июль 2008 г. в евразийском суббассейне Северного Ледовитого океана (СЛО). Траектория дрейфа проходила преимущественно в широтном направлении севернее архипелага Земля Франца-Иосифа от точки севернее архипелага Северная Земля до точки восточнее архипелага Шпицберген. Район дрейфа СП-35 отличается от районов дрейфа большинства станций «Северный полюс».

Содержанием и основной задачей настоящей работы является статистический анализ генерального дрейфа СП-35 и его сопряженности с ветром. В основу положен векторно-алгебраический метод анализа изменчивости и корреляции случайных векторов и теория векторной линейной регрессии, разработанная А.М.Обуховым. Основные положения методики анализа изменчивости и сопряженности векторных случайных величин изложены в первой части статьи, приведена подробная библиография.

Важность раздела «Данные и их предварительная обработка» обусловлена тем, что для СП-35 имеются два источника данных по географическим координатам и скорости ветра. В первом из них [10] невысокая точность задания координат $\pm 0,1^\circ$ по широте и по долготе и большая дискретность (4 срока в сутки) могут привести к заметным погрешностям в вычисленных скоростях дрейфа. Во втором источнике данных, где ветер и координаты (формальная точность записи 10^{-8°) заданы с одноминутной дискретностью, имеется неопределенность, обусловленная неизвестной реальной точностью наблюдений, которая у каждого из наблюдений может быть индивидуальной. Эти данные получены непосредственно в Высокоширотной арктической экспедиции (ВАЭ) ААНИИ. В работе приведен алгоритм вычисления скорости дрейфа по координатам с учетом возможных ошибок и неопределенностей.

На сайте ААНИИ [10] размещен архив четырехсрочных данных по всем станциям «Северный полюс». Поэтому задачей сравнительного (по двум источникам

данных) анализа является установление возможности использования этого архива и предложенных методических приемов для анализа исторического массива данных по дрейфу всех станций «Северный полюс».

В разделе «Обсуждение результатов» приведены сравнительные (по двум источникам данных) оценки параметров изменчивости, регрессии и корреляции скоростей ветра и дрейфа.

МЕТОДИКА СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ИЗМЕНЧИВОСТИ, РЕГРЕССИИ И КОРРЕЛЯЦИИ СКОРОСТЕЙ ДРЕЙФА И ВЕТРА

Для характеристики скоростей дрейфа \vec{V} и ветра \vec{W} как случайных векторов использован векторно-алгебраический метод [1], учитывающий совокупные эффекты изменчивости модуля и направления и основанный на модели евклидова вектора \vec{V} с модулем V , направлением φ и с декартовыми проекциями V_x, V_y , для которого определены сложение по правилу параллелограмма, скалярное, векторное и тензорное умножение и правила преобразования координат при развороте исходной системы отсчета [6].

Использованы следующие вероятностные характеристики изменчивости – вектор средней скорости \vec{m}_V , тензоры дисперсии σ_V , среднеквадратического отклонения (СКО) $\sigma_V = d_V^{0,5}$ и тензор взаимной дисперсии (ковариации) d_{VW} . Для плоских векторов тензоры можно представить квадратными матрицами второго ранга, элементами которых являются дисперсии и ковариации соответствующих декартовых проекций

$$d_{WV} = \begin{pmatrix} d_{W_x V_x} & d_{W_x V_y} \\ d_{W_y V_x} & d_{W_y V_y} \end{pmatrix}, \quad d_W = \begin{pmatrix} d_{W_x W_x} & d_{W_x W_y} \\ d_{W_y W_x} & d_{W_y W_y} \end{pmatrix}, \quad d_V = \begin{pmatrix} d_{V_x V_x} & d_{V_x V_y} \\ d_{V_y V_x} & d_{V_y V_y} \end{pmatrix},$$

кинематические свойства которых описывают инварианты – скалярные функционалы элементов матрицы тензора, не изменяющиеся при развороте исходной системы координат. Инвариантами симметричных тензоров d_V и σ_V являются $\lambda_{1,2}, I_1, \chi, \alpha$. Числа $\lambda_{1,2}$ характеризуют распределение дисперсии по ортогональным направлениям, угол α задает направление максимальной изменчивости λ_1 . Тензор σ_V можно представить эллипсом с полуосями $\lambda_{1,2}$, большая ось которого развернута на угол $\alpha \pm 180^\circ$, отсчитываемый от направления на север вправо и влево. Вытянутость эллипса σ_V описывает инвариант $\chi = \lambda_2/\lambda_1$. Отметим, что в векторно-алгебраическом методе направление максимальной изменчивости определено без дополнительных предположений (поскольку инварианты $\lambda_{1,2}$ определены как собственные значения соответствующих тензоров), тогда как в покомпонентном методе (модель скорости – пара чисел V_x, V_y) для определения «главных» среднеквадратических отклонений σ_x, σ_y необходима априорная гипотеза о виде распределения вероятностей системы случайных величин $\{V_x, V_y\}$ (в [9] использовано нормальное эллиптическое распределение).

Линейный инвариант $I_1 = \lambda_1 + \lambda_2$ характеризует общую интенсивность изменчивости скорости за счет как модуля, так и направления. Поэтому дополнение до 1 отношения $\gamma_d = d_V/I_1$ дисперсии модуля скорости к линейному инварианту определяет вклад изменчивости направления в общую дисперсию. При графическом представлении полезно совмещать эллипс СКО и вектор \vec{m}_V . Число $\nu = I_1/m$ является векторным аналогом коэффициента вариации, при $\nu \leq 1$ процесс устойчивый, при $\nu > 1$ – неустойчивый. Инвариантом кососимметричной части тензора d_{VW} является индикатор вращения D , описывающий эффекты взаимных изменений направления скоростей ветра и дрейфа.

Теория линейной регрессии для абстрактных алгебраических векторов предложена в работах [7, 8], в работе [5] она распространена на случай евклидовых векторов. Уравнение регрессии имеет вид

$$\vec{V}_i = A_{VW} \vec{W}_i + \vec{B}_{VW} + \vec{\varepsilon}_i \equiv \vec{V}'_i + \vec{\varepsilon}_i, \quad A_{VW} = d_{VW} d_V^{-1}, \quad \vec{B}_{VW} = \vec{m}_V - A_{VW} \vec{m}_W. \quad (1)$$

В случае строго детерминированной зависимости, т.е. когда измеренные \vec{V}_i и предсказанные \vec{V}'_i значения совпадают, коэффициент регрессии $A_{V\vec{W}} = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} \\ a_{21} & a_{22} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{pmatrix}$ – единичный тензор, необъясняемый остаток \vec{e}_i – нулевой вектор. Свободный член – вектор $\vec{B}_{V\vec{W}}$ в общем случае зависит от соотношения математических ожиданий \vec{m}_V, \vec{m}_W .

Вычисления по (1) численно совпадают с расчетами по методу [2, 3], однако мы считаем нецелесообразным представление регрессии в терминах ветрового коэффициента и угла отклонения дрейфа, т.к. это приводит к искусственному выделению модуля и направления как самостоятельных характеристик из единого объекта – вектора. Тем не менее оценки ветрового коэффициента k и угла отклонения ψ нужны для сопоставления с ранее полученными результатами. Их легко получить, сопоставляя измеренные значения скорости ветра \vec{W} со значениями скорости дрейфа \vec{V}' , вычисленными по уравнению (1): $k = V'/W$, $\psi = \Phi_{V'} - \Phi_{\vec{W}}$.

Для характеристики тесноты зависимости использована система показателей коллинеарной $r_{\uparrow\downarrow}$ и ортогональной r_{\perp} корреляции в инвариантной форме. Идея метода предложена в работе [5] и реализована в работе [4]. Основной смысл состоит в оценке вкладов в общую корреляцию сопряженности взаимно коллинеарных и взаимно ортогональных составляющих векторов. Показатели определены как отношения инвариантов I_1 и D тензора $d_{V\vec{W}}$ к произведению инвариантов I_1 тензоров d_V и d_W :

$$r_{\uparrow\downarrow} = \frac{I_1^{(V\vec{W})}}{\sqrt{I_1^{(V)} I_1^{(\vec{W})}}}, \quad r_{\perp} = \frac{D^{(V\vec{W})}}{\sqrt{I_1^{(V)} I_1^{(\vec{W})}}}, \quad \mu = \sqrt{r_{\uparrow\downarrow}^2 + r_{\perp}^2}. \quad (2)$$

Число μ названо индикатором векторной корреляции, в случае детерминированной зависимости $\mu = 1$, при стохастической зависимости $\mu < 1$. Коэффициент детерминации $R_V^2 = \mu^2$ определяет долю общей дисперсии, объясняемую регрессией (1). Если зависимость полностью определяется взаимно коллинеарными составляющими, $\mu = r_{\uparrow\downarrow}$, $r_{\perp} = 0$ (\vec{V} , \vec{W} однонаправлены – $r_{\uparrow\downarrow} > 0$ и наоборот). Если векторы \vec{V} и \vec{W} развернуты друг относительно друга на угол $+\beta$, то $r_{\perp} > 0$, при развороте на угол $-\beta$ $r_{\perp} < 0$; если $\beta < 45^\circ$ (по абсолютной величине), то $r_{\uparrow\downarrow} > r_{\perp}$ и наоборот. Подробнее кинематическая интерпретация изложена в [4].

В работах [2, 3] использована покомпонентная модель вектора скорости (матрица-строка или матрица-столбец с декартовыми проекциями в качестве компонентов), корреляция векторов представлена корреляционной матрицей, что затрудняет кинематическую интерпретацию, т.к. каждый ее элемент имеет самостоятельное значение, а совместная трактовка невозможна без введения дополнительных предположений. В векторно-алгебраическом методе параметры изменчивости, регрессии и корреляции были определены через инварианты

$$\lambda_{1,2} = \frac{1}{2} \left\{ (d_{W_x V_x} + d_{W_y V_y}) \pm \sqrt{(d_{W_x V_x} - d_{W_y V_y})^2 + (d_{W_x V_y} - d_{W_y V_x})^2} \right\},$$

$$I_1 = \lambda_1 + \lambda_2, \quad D = d_{W_x V_y} - d_{W_y V_x}$$

тензоров $d_{V\vec{W}}$, d_V , d_W . Формулы содержат комбинации обеих проекций каждого из векторов, т.е. учитывается совокупный эффект изменчивости и сопряженности модулей и направлений.

Согласно имеющимся представлениям, основными составляющими генерального дрейфа в СЛО являются «чисто ветровая», связанная с локальным ветром, и «неветро-

вая», практически не зависящая от локального ветра в момент наблюдений. Согласно [9] неветровая составляющая связана в первую очередь с наклоном уровня поверхности и градиентными течениями преимущественно бароклинного характера. Поэтому характерный масштаб временной изменчивости у таких течений многократно больше, чем у чисто ветровой составляющей. В работе [2] такие течения рассматриваются как квазипостоянные, для их выделения использован косвенный метод, учитывающий данные измерений ветра, суммарного дрейфа и расчета чисто ветрового дрейфа, т.е. за счет введения в уравнение (1) скорости «постоянного» течения \vec{U} :

$$\vec{V}_i = A_{\vec{V}\vec{W}}\vec{W}_i + \vec{B}_{\vec{V}\vec{W}} + \vec{U} + \vec{\varepsilon}_i \equiv \vec{V}'_i + \vec{U} + \vec{\varepsilon}_i.$$

Если корреляция ветра и дрейфа меньше 1, фактическая и расчетная траектории дрейфа не будут совпадать. Тогда скорость \vec{U} можно оценить по вектору, идущему из конечной точки траектории реального дрейфа в конечную точку траектории расчетного дрейфа. Если же корреляция близка к 1, для этой цели можно использовать значение m_{ε} , получаемого осреднением остатков $\vec{\varepsilon}_i$ из уравнения (1) на характерных участках траектории дрейфа за длительные (не менее декады) промежутки времени. При этом необходимо учитывать, что для полной совокупности данных $\vec{\varepsilon}_i$, $i = 1, 2, \dots, n$ справедливо тождество $m_{\varepsilon} \equiv 0$.

ДАнные И ИХ ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОБРАБОТКА

Исходные данные

На рис. 1а приведен график (крупно) в координатах долгота (X) – широта (Y) и карта (мелкая врезка) дрейфа СП-35. В настоящей статье рассматривается дрейф в ограниченном районе СЛО. Начальная точка траектории около $85,1^\circ$ с.ш., 78° в.д., конечная точка около $81,0^\circ$ с.ш., 31° в.д., дрейф происходил преимущественно вдоль широты к западу; минимум и максимум Y около $81,3 \div 85,7^\circ$ с.ш., X около $29,4 \div 105,3^\circ$ в.д. Выделено 4 характерных участка траектории – ранее 21.12.2007, 21.12.2007–14.02.2008, 15.02–15.05.2008, 16.05–09.07.2008. Такое разделение частично согласуется как с календарными, так и с естественными сезонами [9].

Исходными данными являются значения широты и долготы (по GPS-обсервациям) и скорости ветра \vec{W} . Имеются 2 источника данных:

- A – на сайте ААНИИ [10] приведены значения X , Y (с точностью до $0,1^\circ$) и \vec{W} с 21.09.2007 по 13.07.2008, дискретность $\Delta t = 6$ ч;
- B – массив ушаченных значений ($\Delta t = 1$ мин) \vec{W} с 18.10.2007 по 09.07.2008 и X , Y (с точностью до 8-го десятичного знака) по данным системы GPS, надежные координаты с 21.12.2007.

В настоящей работе данные A взяты с 18.10.2007 по 09.07.2008 (начало и окончание лимитировано одномоментными данными \vec{W} из массива B), данные B взяты с 21.12.2007. На рис. 1а дрейф B (толстая линия) плавный, а дрейф A (тонкая линия) ступенчатый, т.е. точность $\pm 0,1^\circ$ и дискретность 6 ч данных A могут оказаться недостаточными. В то же время во всем диапазоне широт и долгот сопряженность $X_A \div X_B$ и $Y_A \div Y_B$ оказывается сильной. В табл. 1 приведены параметры регрессии $X_B = aX_A + b + \varepsilon$, $Y_B = aY_A + b + \varepsilon$, коэффициенты корреляции, минимальные и макси-

Таблица 1

Оценки корреляции и параметров линейной регрессии координат и скоростей дрейфа по массивам A и B

Широта						Долгота					
r	a	b	σ_ε	\min_ε	\max_ε	r	a	b	σ_ε	\min_ε	\max_ε
0,9997	0,997	0,18	0,033	-0,13	0,15	0,9999	1,0001	0,04	0,165	-1,95	1,96

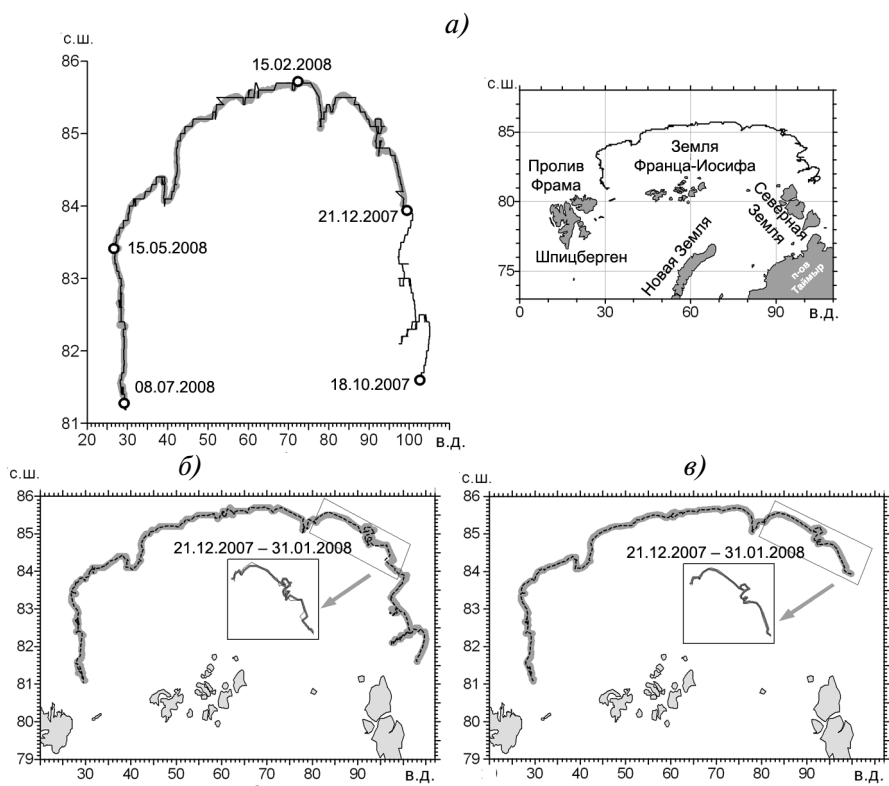


Рис. 1. График и карты измеренного и рассчитанного по регрессии с ветром дрейфа СП-35: а – график и карта измеренного дрейфа по данным А (тонкая линия) и Б (толстая линия); б, в – измеренный (толстая линия) и рассчитанный (тонкая линия) дрейф по данным А (б) и Б (в), на врезках отрезок фактического и расчетного дрейфа с 21.12.2007 по 31.01.2008

мальные (по абсолютной величине) остатки ϵ , полученные по синхронным значениям координат из массивов А и Б. Корреляция и коэффициент регрессии практически не отличимы от 1, свободный член и необъяснимый остаток близки к 0.

Сравнение результатов по данным А и Б является еще одной задачей настоящей работы. Ее актуальность связана с тем, что на сайте [10] данные А есть для всех станций СП (кроме СП-1), и речь идет о применимости этих данных и используемых методических приемов для анализа всей исторической информации по дрейфу станций «Северный полюс».

Вычисление, сглаживание и осреднение скоростей дрейфа

Скорость дрейфа \vec{V} , средняя за интервал дискретности Δt между двумя последовательными наблюдениями, вычислена по соответствующим разностям широт и долгот. В качестве модели фигуры Земли принят эллипсоид вращения с параметрами: длина экватора 40008,6 км, длина меридиана 40075,7 км, длина дуги меридиана в 1° на широте $80 \div 85^\circ$ составляет 111,6 км.

Необходимо определить оптимальную продолжительность интервала дискретности. При малом Δt погрешность вычисления скорости может быть велика из-за ошибки измерения координат, высокочастотных пульсаций и возможного вращения льдины. Основными источниками ошибок являются в массиве А огруб-

ленная (до $0,1^\circ$) запись координат, в массиве B – не всегда известная реальная точность обсерваций, которая для каждого измерения может быть индивидуальной. Численные эксперименты показали, что гарантированно высокая точность вычисления и взаимная согласованность скоростей дрейфа \vec{V}_A и \vec{V}_B для СП-35 достигаются при $\Delta t_A = 24$ ч и $\Delta t_B = 6$ ч.

Формально суточный интервал дискретизации подходит для решаемой задачи анализа генерального дрейфа станций «Северный полюс» (продолжительность всего дрейфа от нескольких месяцев до года и более), но при столь большом Δt могут возникнуть проблемы, связанные с необходимостью подавления приливных колебаний. Поэтому значения \vec{V}_A и \vec{V}_B определены по координатам с указанным временным сдвигом, но временные отрезки Δt взяты с перекрытием – в массиве A начало каждого последующего суточного отрезка сдвигается на 6 ч, в массиве B начало каждого шестичасового отрезка сдвигается на 1 ч. После этого выполнено скользящее осреднение для \vec{V}_A по двум смежным суточным отрезкам, для \vec{V}_B по 13-ти шестичасовым отрезкам, и по ним вычислены среднесуточные значения сглаженных скоростей \vec{V}_A и \vec{V}_B .

Среднесуточная скорость ветра \vec{W} получена по одномоментным измерениям из массива B . В работе [9] со ссылками на многочисленные источники показано, что дрейф льда в Арктическом бассейне СЛО имеет две основные составляющие: «чисто ветровую» и «неветровую». Первая из них тесно связана с локальным ветром в момент наблюдения. Тем не менее даже для ее характеристики измерений ветра в одной точке, строго говоря, недостаточно, т.к. необходимо знать ветер над всей льдиной и окружающим ее пространством, при том, что в структуре изменчивости \vec{W} важна мелкомасштабная составляющая с характерными пространственно-временными масштабами от десятков секунд до первых десятков минут и от метров до сотен метров. В реальных условиях ветер измеряется в одной точке, которая перемежается в пространстве в процессе дрейфа. Поэтому формальное временное осреднение является по существу пространственно-временным обобщением, что помогает решить эту проблему (хотя и не полностью).

Для решения второй задачи по анализу всего исторического массива данных дрейфа станций «Северный полюс» необходимо использовать данные 6-часовых измерений скорости ветра из массива A . Расчет по измерениям СП-35 показал, что среднесуточные значения \vec{W}_A (вычисленные по 4 измерениям через 6 ч) связаны со среднесуточными скоростями \vec{W}_B (вычисленными по 1440 одномоментным измерениям) почти детерминированной зависимостью – $r_{\uparrow\downarrow} = 0,99$, $r_{\perp} = 0,00$. Это объясняется тем, что значения модуля и направления скорости ветра в массиве A получены приборами, используемыми для стандартных метеорологических измерений, т.е. уже непосредственно при измерении выполняется осреднение на масштабах от минут до первых десятков минут. Следовательно, большая дискретность данных ветра в массиве A не является препятствием для получения надежных рядов среднесуточного ветра.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изменчивость скоростей дрейфа и ветра

Графики временных рядов скоростей дрейфа \vec{V}_A , \vec{V}_B и \vec{W} приведены на рис. 2а. Отметим несомненное сходство основных особенностей во всех трех рядах и наличие участков с различным характером изменчивости.

Для характеристики изменчивости скоростей ветра и дрейфа в табл. 2 использованы: среднее значение, СКО и максимум модуля скорости; вектор средней скорости; линейный инвариант тензора дисперсии и параметры (длины полуосей, параметр формы и ориентация) эллипса СКО, а также векторный коэффициент вариации и от-

ношение γ_d дисперсии скалярной скорости к линейному инварианту тензора дисперсии. Графики двумерной (по модулю и направлению) и маргинальных повторяемостей и совмещенные векторы средней скорости и эллипсы СКО приведены на рис. 2б, в.

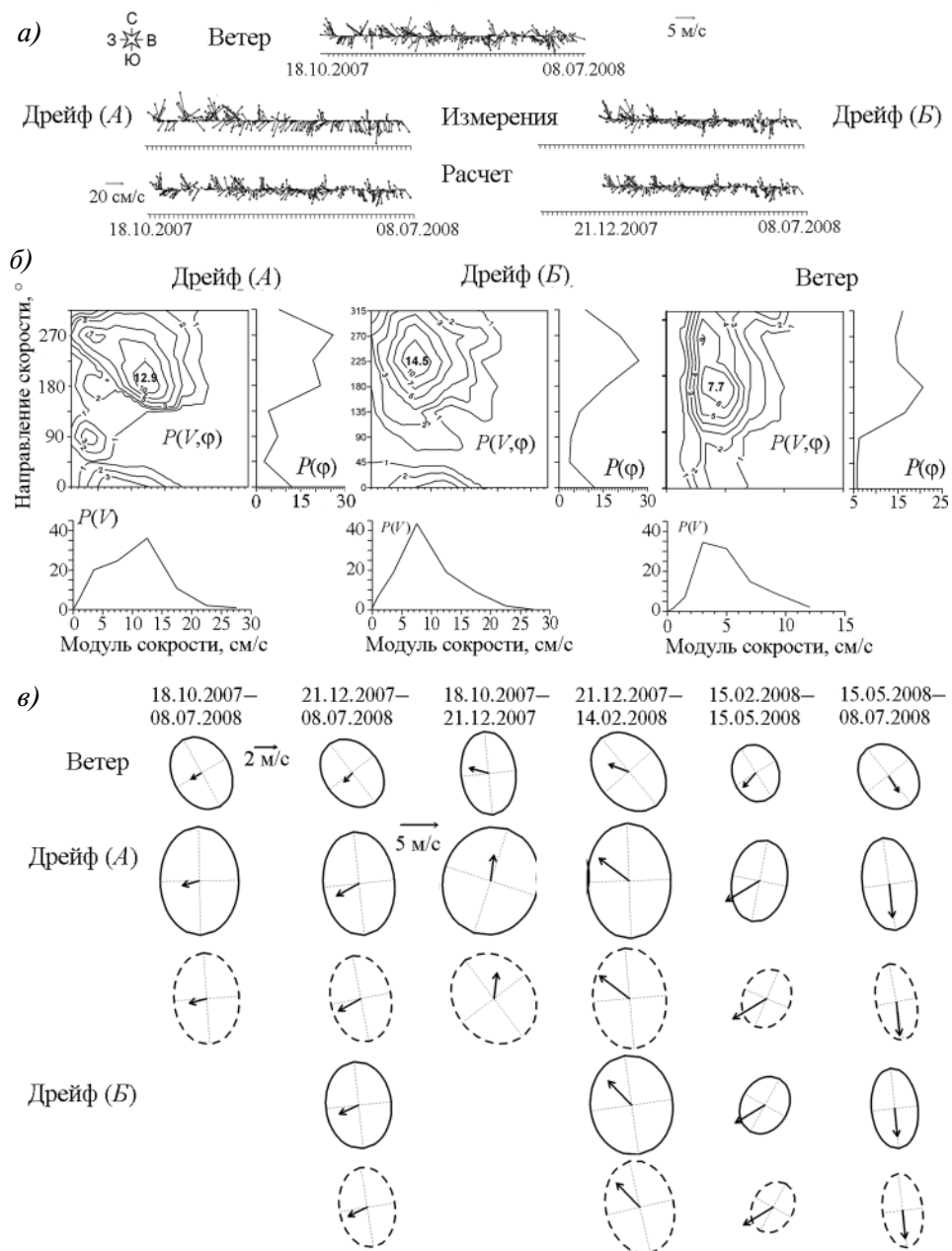


Рис. 2. Ряды измеренных и рассчитанных скоростей ветра и дрейфа (а) и оценки характеристик изменчивости (б, в): б – двумерная и маргинальная повторяемость (%), в – совмещенные векторы средней скорости и эллипсы СКО по измеренным (сплошная линия) и по рассчитанным (пунктир) данным

Оценки характеристик изменчивости скоростей дрейфа (по массивам А, Б) и ветра по всей траектории и по участкам

Дата начала, окончания и источник данных	Модуль			Средний вектор		СКО						γ_d	ν
	\vec{V} см/с или м/с ¹	σ см/с или м/с	max см/с или м/с	m_V см/с или м/с	φ град.	I_1^2 см/с или м/с	λ_1 см/с или м/с	λ_2 см/с или м/с	χ	α град.			
18.10.2007– 08.07.2008	А	9,8	5,6	31,6	3,2	255	10,8	8,8	6,4	0,73	359	0,57	4,68
	Ветер	4,9	2,3	11,5	1,3	241	5,2	4,2	3,2	0,75	330	0,44	5,76
21.12.2007– 08.07.2008	А	9,6	5,3	26,6	4,1	241	10,2	8,4	5,8	0,69	354	0,52	3,45
	Б	8,2	4,7	24,3	3,4	245	8,8	7,0	5,3	0,73	354	0,53	3,66
	Ветер	4,7	2,3	11,5	1,3	223	5,1	4,1	3,1	0,76	322	0,45	5,66
18.10.2007– 21.12.2007	А	10,3	6,8	31,6	4,1	337	11,7	8,8	7,7	0,87	18	0,58	3,99
	Ветер	5,3	2,5	11,2	2,3	283	5,5	4,6	3,0	0,65	354	0,45	3,35
21.12.2007– 14.02.2008	А	11,2	6,5	26,6	6,1	317	11,5	9,3	6,8	0,72	358	0,70	2,66
	Б	10,2	5,7	24,3	5,4	316	10,5	8,1	6,7	0,82	352	0,54	2,75
	Ветер	5,8	2,6	11,5	2,3	291	6,0	4,8	3,5	0,74	320	0,43	3,65
15.02.2008– 15.05.2008	А	9,2	4,3	18,2	6,3	239	8,0	6,6	4,5	0,67	11	0,54	1,76
	Б	7,4	3,6	18,2	5,5	239	6,7	4,9	3,8	0,78	29	0,54	1,58
	Ветер	4,1	1,8	9,6	2,0	222	4,1	3,2	2,5	0,80	342	0,56	2,84
16.05.2008– 08.07.2008	А	8,7	5,3	2,8	5,4	174	8,7	7,5	4,4	0,58	352	0,61	2,21
	Б	7,3	4,8	2,4	4,5	175	7,5	6,5	3,8	0,58	352	0,74	2,28
	Ветер	4,7	2,7	10,0	2,0	147	4,9	3,9	3,0	0,78	322	0,55	3,45

Примечания. 1. Скорость в см/с используется для параметров А и Б, скорость м/с – для скорости ветра. 2. Здесь и в табл. 6 символом I_1 обозначен квадратный корень линейного инварианта тензора дисперсии

Согласно рис. 2 распределения вероятностей скоростей дрейфа и ветра взаимоподобны. Все три распределения одномодальные, мода приходится на $135 \div 180^\circ$ по направлению, $1 \div 5$ м/с по модулю у ветра и на $180 \div 270^\circ$ по направлению, $5 \div 15$ см/с по модулю у дрейфа. Правый разворот дрейфа по отношению к ветру согласуется с имеющимися представлениями. Большая сосредоточенность распределения \vec{V}_B по сравнению с \vec{V}_A указывает, по нашему мнению, на более высокое качество этого массива, модальные значения повторяемости $P(V, \varphi)$ составляют 12,9 %, 14,5 %, 7,7 % для \vec{V}_A , \vec{V}_B , \vec{W} соответственно.

Совмещенные векторы \vec{m}_v и эллипсы σ_v (по всей траектории дрейфа) указывают на правый разворот средней скорости \vec{V} относительно \vec{W} на угол $20 \div 25^\circ$ ($\varphi_w = 223^\circ$, $\varphi_A \cong \varphi_B = 241 \div 245^\circ$). Значения модулей среднего дрейфа и максимальной скорости по данным *A* и *B* также близки: $m_A = 4,1$ см/с, $m_B = 3,4$ см/с, $\max_A = 26,6$ см/с, $\max_B = 24,3$ см/с. Размеры эллипсов СКО существенно превосходят длину векторов средней скорости, так что все три процесса неустойчивые ($v \gg 1$); это особенно заметно у ветра ($v_w = 5,7$), тогда как у дрейфа $v_A = 3,7$ и $v_B = 3,6$. Отметим также увеличенную общую изменчивость \vec{V}_A по сравнению с \vec{V}_B , тогда как по форме и ориентации эллипсы σ_v для массивов *A*, *B* практически не различаются. Эллипс σ_w ориентирован в направлении северо-запад–юго-восток, а эллипсы σ_v – в меридиональном направлении, т.е. направления средней скорости и максимальной изменчивости не совпадают. Отметим также довольно сильное различие дисперсий по ортогональным направлениям ($\chi \ll 1$). Оценки отношения γ_d показывают соизмеримый вклад изменений модуля и направления в общую дисперсию.

При переходе от одного участка траектории к другому происходит сильное изменение всех параметров, кроме γ_d . При этом изменения для ветра и дрейфа взаимно согласованы, а различия между оценками по массивам *A* и *B* (для одного и того же участка) существенно меньше пространственно-временной изменчивости. Модуль и направление среднего дрейфа изменяются в интервалах $4 \div 6$ см/с и $175 \div 335^\circ$, при том, что различия между синхронными данными по массивам *A* и *B* не превышают 1 см/с и 2° . Еще сильнее изменяются величина и форма эллипсов σ_v – диапазоны I_1 и χ составляют $5 \div 12$ см/с и $0,6 \div 0,9$.

Таким образом, табл. 2 и рис. 2 демонстрируют соответствие характеристики изменчивости дрейфа изменениям ветра и взаимную согласованность оценок по массивам *A*, *B*; некоторое различие оценок по массивам *A* и *B* указывает, по видимому, на бóльшую надежность оценок по массиву *B* из-за неточного задания координат в массиве *A*.

Регрессия и корреляция

Линейная регрессия скорости дрейфа по скорости ветра определена уравнением (1). Значения компонентов тензора регрессии $A_{\vec{V}\vec{W}}$, модуля и направления вектора $\vec{B}_{\vec{V}\vec{W}}$ приведены в табл. 3; они нужны в первую очередь для вычисления скорости дрейфа по ветру $\vec{V}'_i = A_{\vec{V}\vec{W}} \vec{W}_i + \vec{B}_{\vec{V}\vec{W}}$ и сами по себе не нуждаются в подробном обсуждении. Отметим лишь постоянство по знаку («+» или «-») элементов тензора $A_{\vec{V}\vec{W}}$ на различных участках траектории.

Сопоставление значений скорости дрейфа – реальных и вычисленных по формуле (1) – с параметрами из табл. 3 представлено рядами векторов скорости на рис. 2а (вверху измеренные \vec{V} , ниже расчет \vec{V}'_i) и эллипсами СКО на рис. 2в (сплошная линия – измерения, пунктир – расчет). Графики рядов $\vec{V}(t)$ и $\vec{V}'_i(t)$ демонстрируют хорошее качество воспроизведения дрейфа регрессией (1) для обоих массивов данных. Еще нагляднее это проявляется при сопоставлении вероятностных характеристик – эллипсы СКО измеренных и вычисленных скоростей

Оценки компонентов и инвариантов параметров векторной регрессии дрейфа по ветру

Дата начала, окончания и источник данных	Компоненты и инварианты тензора регрессии $A_{\text{вру}}$										Модуль и направление $\vec{B}_{\text{вру}}$		
	Компоненты					Инварианты					B	Φ_B	
	a_{11}	a_{12}	a_{21}	a_{22}	I_1	λ_1	λ_2	D	χ	α			
18.10.2007– 08.07.2008	А	1,53	-0,89	0,79	1,48	3,01	1,58	1,33	-1,68	0,93	147	1,31	228
21.12.2007– 08.07.2008	А Б	1,53 1,42	-0,78 -0,71	0,68 0,66	1,44 1,30	2,97 2,72	1,55 1,42	1,42 1,30	-1,46 -1,37	0,91 0,91	157 169	2,12 1,52	233 236
18.10.2007– 21.12.2007	А	1,42	-1,14	0,91	1,84	3,26	1,75	1,41	-2,05	0,74	104	2,06	73
21.12.2007– 14.02.2008	А Б	1,63 1,42	-0,62 -0,73	0,74 0,72	1,48 1,39	3,11 2,80	1,65 1,42	1,46 1,38	-1,36 -1,45	0,88 0,97	198 164	2,49 1,41	293 313
15.02.2008– 15.05.2008	А Б	1,33 1,18	-0,66 -0,53	0,82 0,75	1,34 1,16	2,67 2,54	1,42 1,28	1,25 1,26	-1,48 -1,28	0,89 0,83	225 223	3,20 2,79	228 229
16.05.2008– 08.07.2008	А Б	1,34 1,44	-0,88 -0,61	0,45 0,70	1,03 1,00	2,97 2,84	1,45 1,46	1,42 1,38	-1,33 -1,31	0,95 0,87	152 167	2,18 1,44	175 182

для массива B визуально неразличимы, а для массива A заметны только очень небольшие различия. Тесная сопряженность скоростей ветра и дрейфа и характер их изменчивости позволяют считать, что отмеченные на отдельных участках траектории различия являются проявлением в первую очередь временной нестационарности, а не пространственной неоднородности.

Инварианты тензора $A_{\vec{w}\vec{v}}$ в табл. 3 использованы для характеристики пространственно-временных вариаций параметров регрессии и различий между массивами A и B . Вариабельность параметров регрессии по участкам траектории существенно меньше соответствующих контрастов параметров изменчивости скорости дрейфа в табл. 2, а различия оценок инвариантов $A_{\vec{w}\vec{v}}$ по данным A и B на одном и том же отрезке траектории меньше пространственно-временных контрастов в каждом из двух массивов.

Количественная характеристика сопряженности скоростей ветра и дрейфа представлена в табл. 4 оценками показателей корреляции и коэффициента детерминации.

Таблица демонстрирует очень тесную связь изменений скоростей ветра и дрейфа. Общая корреляция составляет $0,89$ (B) и $0,80 \div 0,84$ (A), так что линейная регрессия объясняет 80% дисперсии \vec{V}_B . Коллинеарная и ортогональная корреляции всегда положительные; коллинеарная корреляция составляет $0,79 \div 0,82$ (B) и $0,67 \div 0,74$ (A), ортогональная корреляция составляет $0,36 \div 0,41$ для обоих массивов. Таким образом, зависимость обусловлена в большей части сопряженностью однонаправленных составляющих ветра и дрейфа и для массива B несколько больше, чем для массива A . Поскольку $r_{\perp} > 0$, то дрейф развернут вправо от ветра, что согласуется с имеющимися представлениями. Поскольку $r_{\uparrow\downarrow} > r_{\perp}$, то угол отклонения меньше 45° . Как и для табл. 3, отметим в табл. 4 небольшие (в сравнении с табл. 2) различия по участкам траектории дрейфа, причем для оценок B значения показателей корреляции можно считать постоянными.

Для сопоставления масштабов пространственно-временной вариабельности параметров изменчивости, регрессии и корреляции между собой, а также для сравнения оценок по массивам данных A и B в табл. 5 приведены значения безразмерного удельного размаха $(\max - \min)/m$, определенного как разность максимального и минимального (по участкам траектории дрейфа) значения параметра, нормированного на его среднее значение. Таблица убедительно подтверждает положение о сильной вариабельности параметров изменчивости и квазипостоянстве параметров регрессии и корреляции, т.е. характеристики регрессии и корреляции остаются стабильными, несмотря на сильные вариации параметров изменчивости скоростей ветра и дрейфа. Такое свойство регрессии более отчетливо проявляется в массиве B .

Значения ветрового коэффициента k и угла отклонения ветра от дрейфа ψ использованы для сравнения ветрового дрейфа СП-35 с опубликованными многолетними обобщениями [9]. Оценки k и ψ получены по всей совокупности данных суточного разрешения, их средние значения приведены в табл. 6 ($\psi > 0$ означает отклонение дрейфа вправо от ветра).

Таблица показывает исчезающе малые различия во времени и между массивами A и B , совпадение с опубликованными данными практически идеальное (согласно [9] характерные значения в среднем составляют $\bar{k} \cong 0,02$, $\bar{\psi} = 30^\circ$).

Анализ всей совокупности оценок по среднесуточным данным показал, что общий диапазон k составляет $0,001 \div 0,029$, при этом 90% всех значений попало в диапазон $0,011 \div 0,020$; общий диапазон ψ составляет $5 \div 97^\circ$ (отрицательные значения не обнаружены), в диапазон $20 \div 40^\circ$ попало 65% всех значений, а в диапазон $10 \div 50^\circ$ — 92% всех значений. Все без исключения аномальные выбросы (10% значений k и 8% значений ψ) зафиксированы при слабом ветре и медленном дрейфе.

Таблица 4

Оценки показателей корреляции скоростей ветра и дрейфа и коэффициента детерминации

Дата начала, окончания и источник данных		Корреляция			Детерминация
		$r_{\uparrow\downarrow}$	r_{\perp}	μ	$R_V^2, \%$
18.10.2007–08.07.2008	<i>A</i>	0,74	0,41	0,84	72
21.12.2007–08.07.2008	<i>A</i>	0,75	0,37	0,84	71
21.12.2007–08.07.2008	<i>B</i>	0,79	0,41	0,89	80
18.10.2007–21.12.2007	<i>A</i>	0,73	0,41	0,83	73
21.12.2007–14.02.2008	<i>A</i>	0,80	0,36	0,88	77
21.12.2007–14.02.2008	<i>B</i>	0,79	0,41	0,89	80
15.02.2008–15.05.2008	<i>A</i>	0,67	0,38	0,78	60
15.02.2008–15.05.2008	<i>B</i>	0,76	0,43	0,88	77
16.05.2008–08.07.2008	<i>A</i>	0,70	0,39	0,80	66
16.05.2008–08.07.2008	<i>B</i>	0,82	0,36	0,89	82

Таблица 5

Удельный размах характеристик изменчивости, регрессии и корреляции скорости дрейфа

Источник данных	Характеристики изменчивости								
	Модуль скорости			$m_{\bar{V}}$	СКО				γ_d
	\bar{V}	σ	max		I_1	λ_1	λ_2	χ	
<i>A</i>	0,26	0,41	0,35	0,40	0,37	0,34	0,45	0,31	0,30
<i>B</i>	0,35	0,45	0,28	0,45	0,45	0,48	0,59	0,33	0,36

Источник данных	Инварианты тензора регрессии					Показатели корреляции			
	I_1	λ_1	λ_2	D	χ	$r_{\uparrow\downarrow}$	r_{\perp}	μ	R_V^2
<i>A</i>	0,17	0,15	0,12	0,09	0,15	0,18	0,08	0,12	0,25
<i>B</i>	0,18	0,13	0,10	0,13	0,11	0,08	0,17	0,01	0,06

Таблица 6

Средние значения ветрового коэффициента и угла отклонения по среднесуточным значениям измеренной скорости ветра и расчетной скорости дрейфа

Дата начала, окончания	Источник данных			
	<i>A</i>		<i>B</i>	
	k	ψ , град.	k	ψ , град.
18.10.2007–08.07.2008	0,018	28	–	–
21.12.2007–08.07.2008	0,018	29	0,017	27
18.10.2007–21.12.2007	0,018	28	–	–
21.12.2007–14.02.2008	0,019	27	0,016	25
15.02.2008–15.05.2008	0,018	32	0,018	31
16.05.2008–08.07.2008	0,018	26	0,016	28

Реконструкция траектории ветрового дрейфа

Сравнение рядов скоростей дрейфа, вычисленных по данным измерений и рассчитанных по уравнению регрессии (1) на рис. 2а, и значения показателей корреляции из табл. 4 показывают хорошее согласие фактических и расчетных данных. Траектория чисто ветрового дрейфа может быть восстановлена пересчетом вычисленных векторов перемещения в широту и долготу. На рис. 1б, в рассчитанные по данным *A* и *B* (тонкие линии) траектории наложены на карту реального дрейфа (толстые линии). Рисунок показывает почти идеальное воспроизведение расчетным ветровым дрейфом реального движения СП-35. Небольшие отклонения заметны только на отдельных участках и только для массива *A*. На врезке приведен в укрупненном масштабе отрезок траектории с 21.12.2007 по 31.01.2008. Видно, что даже здесь эти отклонения невелики, несмотря на то, что выбран участок с самыми сильными расхождениями. Отсюда следуют два вывода:

- генеральный дрейф СП-35 практически полностью определялся ветром;
- подтверждена возможность использования доступного массива координат с сайта ААНИИ для описания суммарного и ветрового дрейфа для траекторий значительной протяженности; для анализа более коротких отрезков и для расчетов повышенной точности измеренные значения широты и долготы должны иметь несколько десятичных знаков.

В общем случае при корреляции ветра и дрейфа меньше 1 фактическая и расчетная траектории дрейфа не будут совпадать, и это различие можно использовать для оценивания квазипостоянного неветрового течения. Рис. 1б, в показывает, что для СП-35 реальная и расчетная траектории совпали на всех участках трассы. Поэтому можно было бы предположить (но только для рассматриваемого района в рассматриваемый промежуток времени) отсутствие «постоянного» течения с характерным масштабом времени от первых недель до 10 месяцев. Однако этот предварительный вывод нуждается в дополнительном обосновании, т.к. траектория ветрового дрейфа СП-35 в целом совпадает с направлением трансарктического течения [9] (определенное различие между ними заметно только на конечном участке траектории после 15 мая 2008 г.). Косвенным доводом в пользу того, что квазипостоянное течение существует и примерно совпадает по направлению с ветровым дрейфом, являются оценки средних значений \bar{m}_e необъясняемых остатков \bar{e}_i из уравнения (1). Расчет по данным массива *B* на месячных отрезках показал, что с 21.12.2007 по 15.05.2008 направления векторов \bar{m}_e близки к направлению среднего измеренного дрейфа из табл. 3, а модуль \bar{m}_e составляет $1,0 \div 1,5$ см/с. В этом случае (при совпадении направлений ветрового дрейфа и квазипостоянного течения) может оказаться полезным независимый расчет скорости «постоянного» течения \bar{U} , например по динамическим картам (плотностные течения) и с учетом наклона уровневой поверхности, сформированного градиентом атмосферного давления («обратный барометр»).

В табл. 7 приведены диапазоны изменения широты и долготы фактических и снятых с траектории, рассчитанной по уравнению (1), и коэффициенты корреляции фактических и вычисленных координат на участках дрейфа различной (от 1 до 6,5 месяцев) продолжительности.

На рис. 3 представлены графики сопряженности измеренных и расчетных значений широты для отрезков продолжительностью 3 месяца и 1 месяц. Сопоставлены оценки по массивам *A* и *B*. Основной смысл такого сопоставления состоит в уточнении ограничений, накладываемых погрешностями измерения и (или) задания координат – в массиве *A* координаты заданы с точностью до $\pm 0,1^\circ$ по широте и по долготу, а в массиве *B* точность на несколько порядков выше.

Табл. 7 показывает, что при изменении широты более, чем на $1,5^\circ$ и при изменении долготы более, чем на 10° (продолжительность дрейфа 2 месяца и более)

Диапазон изменения координат и корреляция фактических и расчетных значений широты и долготы в зависимости от размеров траектории дрейфа

Дата начала, окончания и источник данных		Широта			Долгота		
		min	max	r	min	max	r
21.12.2007–08.07.2008	<i>A</i>	81,1	85,7	0,9993	26,9	99,7	0,9999
	<i>B</i>	81,08487667	85,70002000	0,9998	26,90084500	99,78416000	0,9999
15.02.2008–15.05.2008	<i>A</i>	83,4	85,7	0,997	27,1	71,5	0,9999
	<i>B</i>	83,41674667	85,66752000	0,9997	27,05136333	71,58358000	0,9999
15.02.2008–15.04.2008	<i>A</i>	84,1	85,7	0,996	39,0	71,5	0,9998
	<i>B</i>	84,06739833	85,66752000	0,9995	39,05033333	71,58358000	0,9997
15.02.2008–15.03.2008	<i>A</i>	85,4	85,7	0,80	55,9	71,5	0,997
	<i>B</i>	85,43443167	85,66752000	0,998	56,06694833	71,58358000	0,998

корреляция фактических и расчетных координат практически не отличается от $r = 1$, хотя на графике (верхний ряд слева на рис. 3) уже обнаруживается некоторое ухудшение качества оценок по массиву *A*. Резкое ухудшение оценок по массиву *A* происходит для 1-месячного отрезка дрейфа, когда изменение широты составило около $0,5^\circ$, долготы – около 5° ; при этом качество оценки по массиву *B* ухудшается незначительно (последняя строка табл. 6 и нижний ряд на рис. 3). Следовательно,

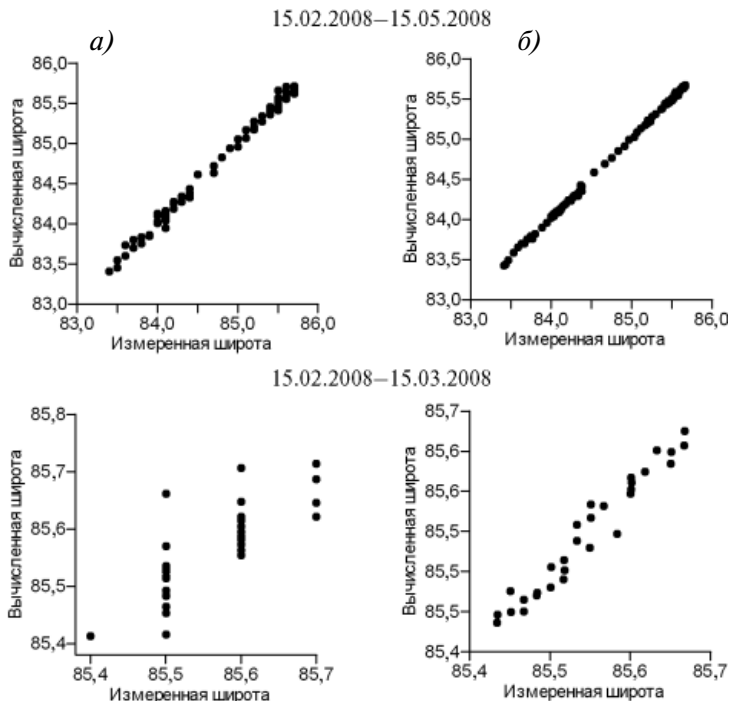


Рис. 3. Сопряженность фактических и расчетных значений широты по данным *A* (*a*) и *B* (*б*) на трехмесячном и одномесячном отрезках дрейфа СП-35

удовлетворительная точность оценок достигается при анализе отрезков, на которых величина смещения льдины превосходит погрешность задания координат не менее чем на порядок. Для массива A это означает перемещение льдины на $100 \div 150$ км и более.

Обобщение всего исторического массива данных дрейфа станций «Северный полюс» предполагает анализ не только скоростей, но и траекторий дрейфа. Для этого необходимо использовать метод Лагранжа, в котором система координат связана с движущимся объектом, а положение этого объекта описывает радиус-вектор, а не пара чисел (широта и долгота). Используемая здесь методика применима и в этом подходе, т.к. она основана на правилах алгебры евклидовых векторов.

ВЫВОДЫ

1. Выполнено статистическое оценивание характеристик скоростей дрейфа СП-35, ветра и их сопряженности на основе векторно-алгебраического метода. Изменчивость представлена двумерным (по модулю и направлению) распределением вероятностей, вектором средней скорости и инвариантами тензора СКО; тензор $A_{\mathcal{W}\mathcal{V}}$, вектор $\vec{B}_{\mathcal{W}\mathcal{V}_i}$ в уравнении $\vec{V}'_i = A_{\mathcal{W}\mathcal{V}}\vec{W}_i + \vec{B}_{\mathcal{W}\mathcal{V}_i}$ векторной линейной регрессии дрейфа по ветру и система показателей корреляции являются функционалами инвариантов тензоров дисперсии и взаимной дисперсии. Такой подход позволяет дать кинематическую интерпретацию результатов, учитывающую совокупное влияние изменений модуля и направления скорости, в отличие от покомпонентного метода, в котором СКО, ковариация, характеристики регрессии вводятся как матрицы с элементами, имеющими самостоятельное значение, т.е. искусственно разрывается связь внутри единой характеристики – матрицы соответствующего тензора.

2. Для дрейфа СП-35 имеется 2 источника данных. В массиве A приведены значения координат (с точностью до $0,1^\circ$) и ветра через 6 часов за все время работы СП-35; на сайте ААНИИ такие данные есть для всех СП (кроме СП-1). В массиве B приведены 1-минутные измерения координат (с формальной точностью до восьмого десятичного знака, надежные с 21.12.2007) и ветра. Данные B содержат неопределенность, связанную с неизвестной реальной точностью измерения координат, причем для каждого индивидуального измерения эта точность может быть различной.

Различная точность, наличие неопределенностей и необходимость сравнения оценок по двум видам данных и учета приливных колебаний предполагает специальную подготовку данных. Скорости дрейфа вычислены по координатам, разнесенным на время Δt , значительно превышающее дискретность измерений, сглажены скользящим осреднением и после этого осреднены за сутки. Среднесуточная скорость ветра получена по минутным измерениям. Поскольку точность обсерваций и характерные скорости дрейфа на различных СП не одинаковы, для каждой из них конкретные значения Δt и периода сглаживающего осреднения необходимо уточнять индивидуально.

3. Сопоставление оценок изменчивости указывает в первую очередь на согласованность изменений ветра и дрейфа и взаимоподобие характеристик скоростей дрейфа по массивам A и B . Распределения вероятностей одномерные, моды составляют для ветра $135 \div 180^\circ$ по направлению, $3 \div 5$ м/с по модулю, для дрейфа $180 \div 270^\circ$ по направлению, $5 \div 15$ см/с по модулю. Распределение скорости по массиву B более сосредоточенное, чем по массиву A . Средняя скорость дрейфа развернута на $20 \div 25^\circ$ вправо от ветра. Значения модулей и направлений средних и максимальных скоростей дрейфа (после сглаживания и суточного осреднения) составляют – в среднем 241° и $4,1$ см/с в массиве A , 245° и $3,4$ см/с в массиве B , максимально – $26,6$ см/с и $24,3$ см/с. Размеры эллипсов СКО существенно превосходят длину векторов средней скорости, и все три процесса неустойчивые ($\nu > 1$). Общая изменчивость у \vec{V}_A несколько больше, чем у \vec{V}_B , а по форме и ориентации эллипсы $\sigma_{\vec{V}_A}$ и $\sigma_{\vec{V}_B}$ практически не различаются. Оценки отношения γ_d показывают соизмери-

мый для оценок A и B вклад изменений модуля и направления в общую дисперсию. При переходе от одного участка траектории к другому происходит сильное изменение всех параметров, кроме γ_d , при этом изменения ветра и дрейфа взаимно согласованы.

4. Векторная корреляция представлена системой показателей корреляции $r_{\uparrow\downarrow}$, r_{\perp} , μ и коэффициентом детерминации R_V^2 . Оценки $r_{\uparrow\downarrow}$, r_{\perp} , μ указывают на тесную связь изменений скоростей ветра и дрейфа, особенно для массива B —общая корреляция составляет 0,89 (B) и $0,80 \div 0,84$ (A), так что линейная регрессия объясняет 80 % дисперсии \vec{V}_B . Коллинеарная и ортогональная корреляции всегда положительные; коллинеарная корреляция сильнее ортогональной — $0,79 \div 0,82$ против $0,36 \div 0,41$. Уравнение линейной регрессии $\vec{V}_i' = A_{\vec{W}\vec{V}}\vec{W}_i + \vec{B}_{\vec{W}\vec{V}}$ воспроизводит все видимые особенности изменчивости скорости дрейфа. Значения всех характеристик регрессии и корреляции на различных участках дрейфа почти одинаковы для массива A , а для массива B практически неразличимы, несмотря на сильные вариации характеристик изменчивости.

5. Сильная корреляция показывает, что генеральный дрейф СП-35 определялся прежде всего ветром, что дополнительно подтверждается почти идеальным совпадением траекторий фактического результирующего и расчетного ветрового дрейфа. Для СП-35 сложность разделения чисто ветрового дрейфа и дрейфа, обусловленного квазипостоянным течением, не связанного с локальным ветром, обусловлена взаимной согласованностью направлений дрейфа и трансарктического течения. Оценки по средним значениям (на месячных отрезках) \bar{m}_ε необъяснимых остатков в уравнении регрессии (1) дают диапазон значений модуля скорости неветровой составляющей дрейфа $1,0 \div 1,5$ см/с, при том, что модуль средней скорости суммарного дрейфа изменяются в диапазоне $4,5 \div 6$ см/с.

6. Сопоставление оценок по более точным 1-минутным наблюдениям из массива B и по 6-часовым наблюдениям из массива A с точностью задания координат $\pm 0,1^\circ$ показало их взаимную согласованность. Различия между оценками характеристик изменчивости, регрессии и корреляции по различным участкам траектории дрейфа СП-35 заметно больше, чем между массивами A и B на одном участке. Это обосновывает возможность использования данных сайта [10] для детального анализа дрейфа всех станций «Северный полюс» начиная с СП-2.

Авторы выражают искреннюю признательность зимовочному составу станции СП-35.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бельшев А.П., Клеванцов Ю.П., Рожков В.А. Вероятностный анализ морских течений. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 264 с.
2. Гудкович З.М. К изучению дрейфа ледяного острова «Т-3» // Проблемы Арктики и Антарктики. 1964. Вып. 17. С. 30—35.
3. Гудкович З.М. Корреляционный метод обработки наблюдений над течениями // Проблемы Арктики и Антарктики. 1965. Вып. 21. С. 56—60.
4. Иванов Н.Е. О характеристиках корреляции скоростей ветра, морских течений и дрейфа льда // Метеорология и гидрология. 2004. № 8. С. 61—72.
5. Клеванцов Ю.П., Микулинская С.М., Рожков В.А. Об анализе векторов скорости морских течений // Метеорология и гидрология. 1996. № 9. С. 96—105.
6. Кочин Н.Е. Векторный анализ и начала тензорного исчисления. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 425 с.
7. Обухов А.М. Нормальная корреляция векторов // Известия АН СССР. 1939. № 3. С. 339—369.
8. Обухов А.М. Теория корреляции векторов // Ученые записки МГУ. 1945. Вып. 45. С. 73—92.

9. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Радионов В.Ф., Тимохов Л.А., Широчков А.В. Научные исследования в Арктике. Т. 1. Научно-исследовательские дрейфующие станции «Северный полюс». СПб.: Наука, 2005. 267 с.

10. URL: <http://www/aari.nw.ru/projects/ecimo/index.php> [дата обращения 2.02.2011].

N.E.IVANOV, A.A.VISNEVSKY, V.T.SOKOLOV

WIND DRIFT OF THE DRIFTING STATION «NORTH POLE-35»

The drift of the drifting station «North pole-35» (NP-35) during October 2007 – July 2008 has been analyzed. Parameters of variability and indexes of vector correlation between wind and sea ice drift have been estimated with vector-algebraic method in the invariant form, regression of drift velocity on wind has been calculated follow theory of A.M. Obukhov. It has been revealed that drift of NP-35 in great degree is determined by wind, its total correlation is about 0,9, and calculated trajectory sufficiently reproduces observed drift. The algorithm for calculation of drift velocity by coordinates, accounting time discreteness and inaccuracy of input data, is presented. The capability to use AARI archive for analysis of whole historical data set about drift of drifting stations «North pole» is shown.

Keywords: sea ice wind drift, drift velocity, wind velocity, vector regression, indexes of vector correlation.

ИЗМЕРЕНИЕ ВЫБРОСОВ МЕТАНА В ПРИЛЕДНЫЙ СЛОЙ АТМОСФЕРЫ НА ДРЕЙФУЮЩЕЙ ЛЕДОВОЙ СТАНЦИИ «СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС-36» (2009 г.)

канд. физ.-мат. наук А.П.НАГУРНЫЙ, д-р физ.-мат. наук А.П.МАКШТАС

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, nagurny@aari.nw.ru, maksh@aari.nw.ru

Измерение концентрации метана в приледном слое атмосферы на ледовой дрейфующей станции «Северный полюс-36» показало наличие выбросов метана в атмосферу с амплитудой $4,2 \text{ млн}^{-1}$ при подходе станции к глубоководному хребту Ломоносова и далее при нахождении станции над материковым ложем Северного Ледовитого океана вблизи Гренландии. Фоновые значения концентрации метана в приледном слое атмосферы оказались ниже его глобального среднего значения. Приводятся наиболее вероятные механизмы генерации отмеченных выбросов метана в Северном Ледовитом океане.

Ключевые слова: концентрация метана, приледный слой атмосферы, Северный Ледовитый океан.

ВВЕДЕНИЕ

Измерения приземной концентрации метана (CH_4) в арктической атмосфере осуществляются на протяжении нескольких последних десятилетий на трех станциях мониторинга парниковых газов (<ftp://ftp.cmdl.noaa.gov/ccg/flask/month/>), расположенных на берегах и островах Северного Ледовитого океана (СЛО). Отмечается максимальный сезонный размах колебания концентрации CH_4 в околополярных северных областях на фоне устойчивого широтного возрастания концентрации CH_4 от Южного полюса к высоким северным широтам. Специальные измерения в приледном слое атмосферы морей Лаптевых и Восточно-Сибирского показали наличие выбросов CH_4 в атмосферу величиной $6\text{--}8 \text{ млн}^{-1}$ [5]. Детальные пространственные определения растворенного CH_4 в водах шельфовых морей Арктики [10] свидетельствуют о том, что источником выбросов CH_4 в атмосферу являются процессы разрушения газогидратов метана в шельфовой зоне арктических морей. Разрушению газогидратов способствуют подъем уровня Мирового океана и, соответственно, трансгрессия арктических вод, отмечаемая в последние десятилетия, а также увеличение температуры вод, поступающих в СЛО [8]. В настоящей статье приведены данные измерений метана на дрейфующей ледовой станции «Северный полюс-36» (СП-36) в 2009 г.

МЕТОД НАБЛЮДЕНИЙ

Измерение концентрации CH_4 в приледном слое атмосферы центральной части СЛО ранее не производилось, поэтому на ледовой дрейфующей станции СП-36 было организовано измерение концентрации CH_4 во время дрейфа станции над глубоководной частью СЛО от хребта Ломоносова, далее над котловиной Амудсена и затем над материковым склоном при подходе к Гренландии. Измерения проводились в период с 26 апреля по 15 августа 2009 г.

Использовался малогабаритный оптический газоанализатор с регистрацией данных наблюдений на персональном компьютере. Принцип действия газоанализа-

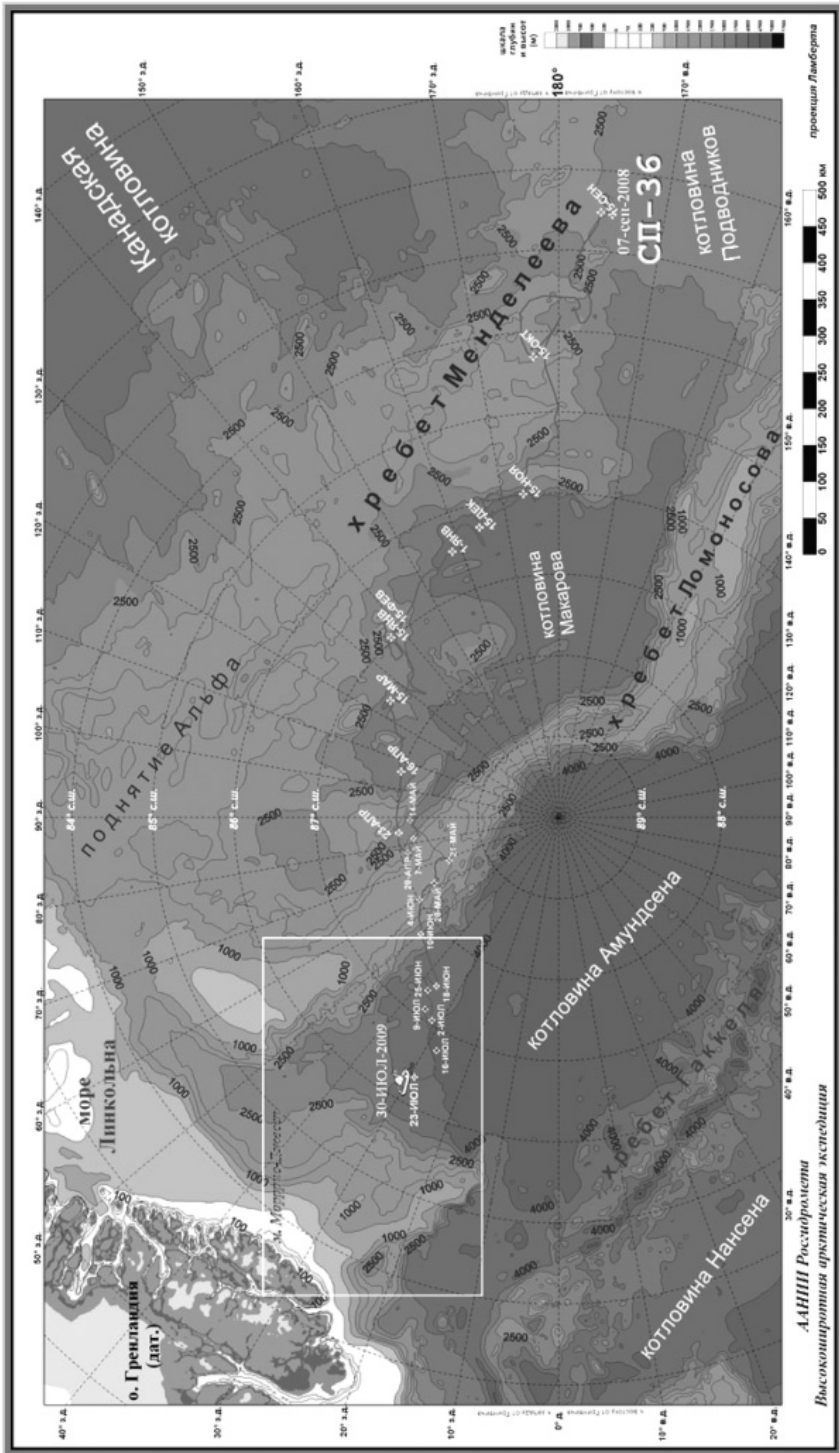


Рис. 1. Схема дрейфа ледовой станции «Северный полюс-36» с 07 сентября 2008 г. по 30 июля 2009 г.

тора основан на избирательном поглощении инфракрасного излучения молекулами метана в области длин волн 3,2–3,4 мкм (www.ppbb.ru). Инфракрасное излучение источника (черного тела) проходит через измерительную газовую кювету, через которую прокачивается измеряемый газ, далее через электрически управляемый спектральный фильтр, спектр пропускания которого согласован со спектром поглощения измеряемого газа, и затем попадает на фотоприемник, стабилизируемый по температуре термоэлектрической батареей (элемент Пельтье). Пропускание спектрального фильтра, в зависимости от приложенного управляющего электрического сигнала, либо совпадает, либо не совпадает со спектром поглощения CH_4 . Таким образом, на приемнике возникает сигнал с частотой модуляции управляющего сигнала, амплитуда модуляции которого описывается в соответствии с выражением:

$$\frac{I_p - I_0}{0,5(I_p + I_0)} = 1 - \exp\{-[K(\lambda_p) - K(\lambda_0)]CL\},$$

где $K(\lambda)$ – коэффициент поглощения на заданной длине волны; L – оптическая длина кюветы; C – измеряемая концентрация газа; I_p – амплитуда сигнала на фотоприемнике в момент совпадения положения электрически управляемого спектрального фильтра со спектральной областью поглощения CH_4 ; I_0 – амплитуда сигнала на фотоприемнике в момент несовпадения положения электрически управляемого спектрального фильтра со спектральной областью поглощения CH_4 . Искомая концентрация газа находится по формуле:

$$C = -\text{Ln}[1 - ((I_p - I_0)/0,5(I_p + I_0))]/(L[K(\lambda_p) - K(\lambda_0)]).$$

Используемый спектрально-корреляционный метод регистрации позволяет устранить влияние паров воды, загрязнения оптических элементов и прочих неселективных помех (в том числе прочих углеводородных соединений), а также нестабильности, связанные с оптоэлектронными элементами газоанализатора. Погрешность регистрации концентрации CH_4 составляла $0,1 \text{ млн}^{-1}$ в диапазоне изменений $0\text{--}100 \text{ млн}^{-1}$. Этой точности достаточно для выявления выбросов CH_4 с амплитудой концентрации более 1 млн^{-1} . Для сравнения отметим, что глобальное фоновое значение концентрации CH_4 составляет величину порядка $1,8 \text{ млн}^{-1}$ (www.esrl.noaa.gov).

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Ледовая станция дрейфовала в потоке трансарктического течения (рис. 1). При подходе станции к глубоководному хребту Ломоносова со стороны Канадского суббассейна в конце апреля и первой половине мая отмечались выбросы CH_4 в приледный слой атмосферы амплитудой до $4,2 \text{ млн}^{-1}$ (05.05.2009, рис. 2). Максимальные выбросы наблюдались непосредственно над нижней частью склона хребта, вдоль которого станция дрейфовала с 29 апреля по 15 мая 2009 г. При дальнейшем дрейфе непосредственно над вершиной хребта и над его противоположным склоном выбросы CH_4 не отмечались (рис. 2).

В процессе дрейфа станции над ложем материкового склона шельфа Гренландии зарегистрированы выбросы CH_4 с максимальной величиной $4,2 \text{ млн}^{-1}$ (23.07.2009). Непосредственно над верхней частью материкового склона Гренландии выбросы метана не были отмечены вплоть до окончания работы станции. Фоновые значения концентрации CH_4 были значительно ниже глобальной фоновой величины.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ

Можно выделить несколько источников метана в СЛО: 1) биогенный метан, произведенный в поверхностных слоях осадка; 2) биогенный метан, синтезированный во всей толще донных осадков; 3) газогидраты в донном слое океана; 4) непосредственное выделение литосферных газов, не перешедших в форму газогидратов. Первые два источника, как правило, равномерно распространены в пространстве, и интенсивность их невелика. Они способны повысить концентрацию

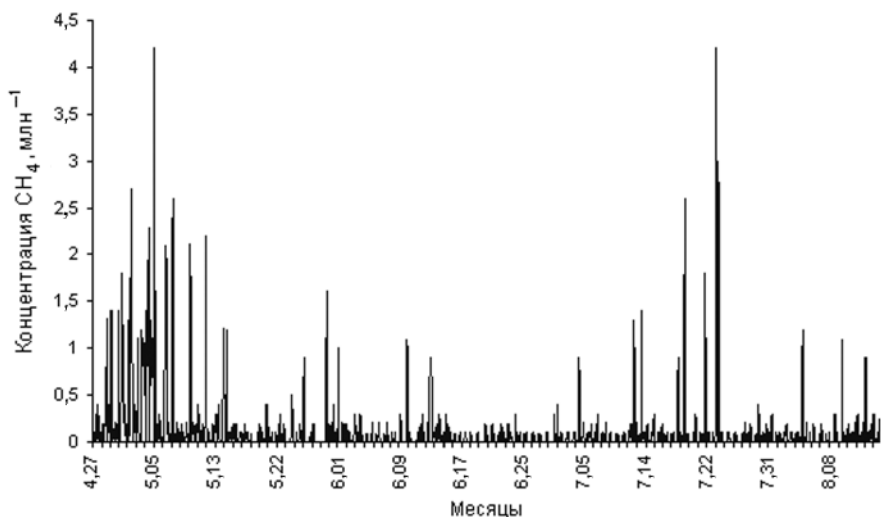


Рис. 2. Распределение концентрации CH_4 в приледном слое атмосферы на пути дрейфа ледовой станции «Северный полюс-36» с 26 апреля по 15 августа 2009 г.

CH_4 в пределах придонных слоев воды. Последние два источника распределены в пространстве неравномерно, и их интенсивность может быть самой разной величины, вплоть до залповых выбросов. Из двух последних источников наиболее известны газогидраты, содержащие CH_4 [3]. Единичный объем газогидрата может содержать 160–180 объемов CH_4 . Плотность газогидрата метана ниже плотности воды и льда и составляет примерно 900 кг/м^3 . Газогидраты метана существуют при определенных термобарических условиях, таких, согласно которым зона стабильности газогидрата занимает 90 % дна океанов и морей. Внутримерзлотные залежи содержат лишь незначительную часть ресурсов газа, которые связывают с природными газогидратами. Основная часть ресурсов приурочена к зоне стабильности газогидратов — тому интервалу глубин, где имеют место термодинамические условия для гидратообразования. В морях СЛО это интервал глубин от дна до уровня 300–400 м. Именно в этом интервале была обнаружена основная масса природных газогидратов метана [3].

Метан, попавший в воду, переносится путем диффузии и пузырьковым способом [6]. Диффузия CH_4 в воду является медленным процессом. Далее растворенный CH_4 переносится океаническими течениями, для которых характерное время вертикального переноса от дна до поверхности составляет десятилетия (порядок вертикальных скоростей — 10 см/сутки [9]), за исключением редких случаев проникающей глубоководной конвекции, где вертикальный обмен возрастает на несколько порядков [4]. За время океанической адвекции CH_4 большей частью успевает окислиться. Реакция аэробной и анаэробной микробной метанотрофии имеет вид [3]: $\text{CH}_4 + 2\text{O}_2 = \text{HCO}_3^- + \text{H}^+ + \text{H}_2\text{O} + 814 \text{ кДж}$; $\text{CH}_4 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{CO}_2 + 4\text{H}_2 - 165 \text{ кДж}$. В сумме в этих реакциях выделяется значительное количество тепла.

Пузырьковый перенос значительно интенсивнее диффузионного. В глубоководной части СЛО этот процесс может обеспечить вынос CH_4 к нижней поверхности морского льда, если объем пузырьков достаточно велик. В противном случае CH_4 успеет раствориться по мере поднятия пузырьков до полного их исчезновения. Чем больше размер пузырька, тем быстрее он поднимается. Теоретически возможные

скорости всплытия крупных пузырьков описаны в работе [7]. Вертикальные скорости наиболее крупных из них могут достигать значения одного метра в секунду. Это означает, что метан с глубины 4–3 км может достигнуть нижней кромки морского льда примерно за один час.

Можно предположить возможность всплытия крупных моноблоков газогидратов метана (благодаря их положительной плавучести), если они освободились от донных осадков в результате, например, эрозии рельефа дна. Чем крупнее моноблок, тем быстрее он достигает нижней поверхности морского льда, постепенно разлагаясь на газ и воду в зоне первых нескольких сотен метров глубин с термобарической нестабильностью существования газогидратов.

Отмеченные в измерениях CH_4 аномалии концентрации газа в приледном слое атмосферы на ледовой станции СП-36, вероятнее всего, могут быть результатом выделения крупных метановых пузырей со дна океана. Подобные выделения CH_4 с больших глубин свидетельствуют в пользу литосферного источника выделения газов, которые, проникая в донные осадки, образуют полости в виде смеси газа и газогидрата метана. Образование крупных газовых пузырей возможно не только в результате эрозии рельефа дна океана, но и в результате разрушения газогидратов при изменении условий их стабильного существования, например в случае изменений геотермальных условий на дне океана. Последнее характерно для различного рода геологически активных разломов океанической и материковой части земной коры вблизи больших перепадов глубин. Например, вблизи материкового склона на северо-востоке Баренцева моря в поверхностных водах непосредственно прямыми измерениями выявлено аномально высокое содержание растворенного в воде метана [1].

В среднем фоновые значения концентрации CH_4 в приледном слое атмосферы СЛО оказались ниже уровня глобальной фоновой величины, что свидетельствует либо об экранирующей роли морского льда, либо об отсутствии большого числа источников метана в целом по всей акватории СЛО, так что, в основном, окружающие СЛО материковые источники CH_4 являются преобладающими в формировании фоновых значений концентрации CH_4 в приледном слое атмосферы СЛО.

Метан, попавший на нижнюю границу морского льда, подвергается более интенсивному аэробному окислению, которое сопровождается выделением сравнительно большого количества тепла. Это, возможно, способствует некоторому изменению реологических свойств ледового покрова и прежде всего прочностных характеристик льда, что должно отразиться на процессах торошения, образования трещин, разводий, каналов. В летнее время это может повлиять на процессы интенсификации таяния льда.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отметим несколько основных моментов в экспериментах по наблюдению концентрации CH_4 на маршруте дрейфа ледовой станции СП-36 (2009 г.):

- фоновые значения концентрации CH_4 оказались ниже уровня глобальной фоновой величины;
- выявлено несколько случаев аномальных значений концентрации CH_4 в приледном слое атмосферы СЛО;
- все случаи аномальных значений концентрации CH_4 наблюдались в момент дрейфа станции над склоном глубоководного хребта Ломоносова со стороны котловины Макарова и материковым склоном Гренландии, т.е. при подходе станции к районам значительных перепадов глубин.

Авторы признательны сотрудникам Арктического и антарктического научно-исследовательского института С.В.Шутилину, И.А.Бобкову за качественное выполнение наблюдений в сложных условиях дрейфа ледовой станции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геворкьян В.Х., Чузунный Ю.Г., Сорокин А.Л., Лука Г.И., Павлов А.И.* Геологические аспекты биологической продуктивности океана. Мурманск: Мурманское книжное издательство, 1990. 188 с.
2. *Леин А.Ю., Иванов М.В.* Биохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 576 с.
3. *Макогон Ю.Ф.* Природные газовые гидраты: распространение, модели образования, ресурсы // Российский химический журнал. 2003. Т. 48. № 3. С. 70–79.
4. *Нагурный А.П., Попов А.В.* Интенсивное поднятие глубинных и донных вод и их формирование на поверхности в районе Гренландской котловины // Метеорология и гидрология. 1985. № 7. С. 70–75.
5. *Шахова Н.Е., Семилетов И.П., Салюк А.Н., Бельчева Н.Н., Космач Д.А.* Аномалии метана на шельфе Арктических морей России // Исследования морских экосистем и биоресурсов/ Под ред. В.П.Челомина. М.: Наука, 2007. С. 353–364.
6. *Юсупов В.И., Салюк А.Н., Карнаух В.Н., Семилетов И.П., Шахова Н.Е.* Обнаружение областей пузырьковой разгрузки метана на шельфе моря Лаптевых в Восточной Арктике // Доклады Академии наук. 2010. Т. 410. № 6. С. 820–823.
7. *Clift R., Grace J.R., Weber M.E.* Bubbles, Drops, and Particles. N.Y.: Acad. Press, 1978. 380 p.
8. *Frolov I.E., Ashik I.M., Kassens H., Polyakov I.V., Proshutinsky A.Yu., Sokolov V.T., Timokhov L.A.* Anomalous Variations in the Thermohaline Structure of the Arctic Ocean // Doklady Earth Sciences. 2009. Vol. 429A. № 9. P. 1567–1570.
9. *Neelov I.A., Savchuk O.P.* 3-D IO RAS AARI Coupled Model // Filatov et al. White Sea. Its marine Environment and ecosystem dynamics influenced by global change. Chichester: Springer-Praxis Publ., 2005. P. 410–442.
10. *Shakhova N., Semiletov I., Salyuk A., Yusupov V., Kosmach D., Gustafsson O.* Extensive Methane Venting to the Atmosphere from Sediments of the East Siberian Arctic Shelf // Science. 2010. Vol. 327. P. 1246–1250.

A.P.NAGURNY, A.P.MAKHTASH

INVESTIGATION OF METAN CONCENTRATION IN THE ATMOSPHERE BOUNDARY LAYER AT THE ICE DRIFT «NORTH POLE-36» STATION (2009)

Anomaly value of metan concentration perturbations with amplitude 4,5 ppm was observed at way of drift ice station NP-36 under ridge of Lomonosov and continental slope near of Greenland. Background value of metan concentration at under the North Pole ocean was smaller than global value. Some possible mechanisms were discussed.

Keywords: metan concentration, boundary layer of atmosphere, North Pole ocean.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БЕНТОСНЫХ СООБЩЕСТВ ВО ФЬОРДАХ ЗАПАДНОГО ШПИЦБЕРГЕНА

канд. биол. наук О.С.ЛЮБИНА¹, науч. сотр. О.Л.ЗИМИНА¹,
канд. биол. наук Е.А.ФРОЛОВА¹, канд. биол. наук П.А.ЛЮБИН²,
науч. сотр. А.А.ФРОЛОВ¹, науч. сотр. Д.Р.ДИКАЕВА¹,
науч. сотр. О.Ю.АХМЕТЧИНА¹, науч. сотр. Е.А.ГАРБУЛЬ¹

¹Учреждение академии наук Мурманский морской биологический институт Кольского научного центра РАН, г. Мурманск, lubina@mtmbi.info

²Полярный институт морского рыбного хозяйства и океанографии им. Н.М.Книповича (ПИПРО), г. Мурманск, plubin@pinpro.ru

На основе количественных данных, собранных в экспедициях, организованных ММБИ в 2001 и 2002 гг. во фьордах Западного Шпицбергена (Хорнсунн-фьорд, Грен-фьорд, Ис-фьорд, Сассен-фьорд, Нур-фьорд, залив Белльсунн) проанализировано распределение бентосных сообществ в градиенте факторов среды. Установлена тенденция снижения биомассы донных организмов от внешних районов к внутренним при возрастании численности особей. В распределении донных сообществ обнаружена четкая зональность, отражающая структуру вод во фьордах. Проведено сравнение донной фауны изученных морских водоемов с литературными данными о зообентосе Конгс-фьорда.

Ключевые слова: донные сообщества, зообентос, Западный Шпицберген.

ВВЕДЕНИЕ

Процессы, связанные с таянием ледников и взаимодействием водных масс разного происхождения, оказывают значительное влияние на распределение, видовой состав и структуру донных сообществ. Фьорды Западного Шпицбергена ввиду своего географического положения и особенностей условий среды являются удобным полигоном для изучения этого влияния. Наиболее полно охарактеризована бентосная фауна высокоарктического Конгс-фьорда [8, 10, 11, 17]. На примере этого залива было показано зональное распределение донных сообществ, обусловленное градиентом факторов среды, создаваемым ледниковыми водами в куту фьорда и теплыми атлантическими водными массами в его открытой части [10, 17]. Эта закономерность характерна и для других заливов западного побережья архипелага [13, 15, 16, 18], омываемого теплыми водами Западно-Шпицбергенского течения [1, 12, 14]. Однако интенсивность поступления теплых вод в заливы побережья Шпицбергена значительно варьирует в зависимости от локализации фьордов исследованного района, их геоморфологического строения и влияния водных масс. Эти факторы учтены в имеющейся эколого-географической классификации [6]. Согласно этой классификации фьорды первого порядка непосредственно соединены с морем, фьорды второго порядка открываются в другие более крупные заливы [6]. Изоляция фьордов может осуществляться не только удаленностью от моря, но и шириной устья, наличием порогов, их величиной и количеством [6].

При большом объеме накопленных данных по бентосу заливов Шпицбергена, пока остается неясным, как положение фьорда, его удаленность от моря и степень

изоляция влияют на структуру донных сообществ, их разнообразие и обилие. Это связано с тем, что до настоящего времени не было проведено количественной съемки зообентоса, одновременно охватывающей несколько заливов. Отсутствие подобных исследований не позволяло корректно сравнить донное население фьордов разного типа. Цель настоящей работы – изучить особенности распределения донных сообществ в градиенте факторов среды, создаваемых морскими и ледниковыми водами, во фьордах Шпицбергена, различающихся локализацией, степенью изолированности и удаленности от моря, основываясь на имеющейся классификации типов морских водоемов [6].

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Проводимые исследования охватывали фьорды разного типа, расположенные в южной и центральной частях острова Западный Шпицберген: залив Хорнсунн, южный рукав залива Белльсунн (Ван-Келлен-фьорд), Грен-фьорд, Ис-фьорд и впадающие в него рукава Сассен-фьорд и Нур-фьорд (рис. 1). В обозначенных фьордах придонная температура, которая была измерена во время сбора материала, колебалась в широких пределах [4], ее распределение в некоторой степени зависело от особенностей геоморфологического строения заливов.

Самый большой и глубоководный залив первого порядка Ис-фьорд имеет широкое устье и значительно вдается в глубь суши. Здесь в момент проведения исследований придонная температура варьировала от $-0,9$ °C до $2,6$ °C. Отрицательная температура в придонном слое вод в основном приурочена к кутовой части фьорда. Узкие заливы второго порядка Нур-фьорд и Сассен-фьорд открываются в Ис-фьорд. Они наиболее сильно удалены от моря. На момент проведения исследований придонная температура здесь имела преимущественно отрицательные значения. Залив второго порядка Грен-фьорд также открывается в Ис-фьорд. Он расположен близко к морю и имеет сравнительно большие глубины [3]. На момент проведения исследований здесь была отмечена наибольшая для всего рассмотренного участка побережья Шпицбергена температура воды (от $2,7$ °C до 5 °C). Фьорды первого порядка Белльсунн и Хорнсунн имеют выход непосредственно в море. Придонная температура в самом южном Хорнсунн-фьорде на момент проведения исследований варьировала от $2,3$ °C в устье фьорда до $-1,3$ °C в кутовой его части. В залив Белльсунн впадает Ван-Келлен-фьорд, отделенный от основной акватории порогом. Придонная вода залива Белльсунн характеризуется положительной температурой (до 3 °C), а залива Ван-Келлен-фьорд – отрицательной (от $-0,4$ °C до $-0,5$ °C) [4].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Количественная съемка зообентоса в районе исследования была выполнена в июле–августе 2001 и 2002 гг. на НИС «Дальние Зеленцы» в западной части южной оконечности острова Западный Шпицберген (рис. 1).

В обозначенных фьордах было выполнено 44 бентосных станции на глубинах от 15 до 256 м. Для сбора материала в основном использовали дночерпатель ван Вина ($0,1$ м²). Исключение составляет одна станция у самой кромки ледника на глубине 15 м, где отбор проб производили дночерпателем Петерсена ($0,025$ м²). Пробы отбирали в трехкратной повторности на каждой станции (всего 132 пробы). Собранный дночерпателем грунт промывали через сито с ячейей $0,75$ мм с последующей фиксацией его в 4 %-ном формальдегиде, нейтрализованном тетраборатом натрия. Обработку проб проводили стандартными методами [5]. Идентификацию бентосных организмов осуществляли авторы настоящей работы.

Точечное видовое разнообразие (видовое богатство) оценивали как число видов в трех пробах на станции.

Выделение фаунистически однородных по составу зообентоса групп станций выполняли с помощью кластерного анализа методом средневзвешенного на основе

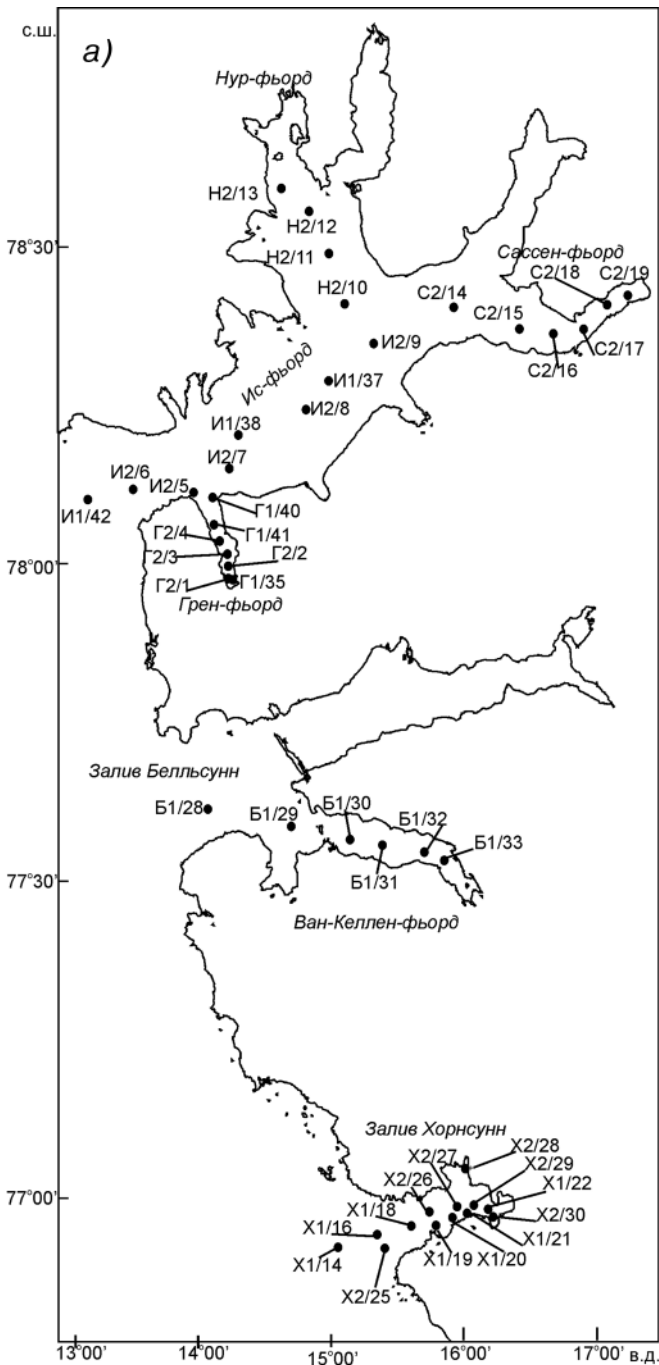
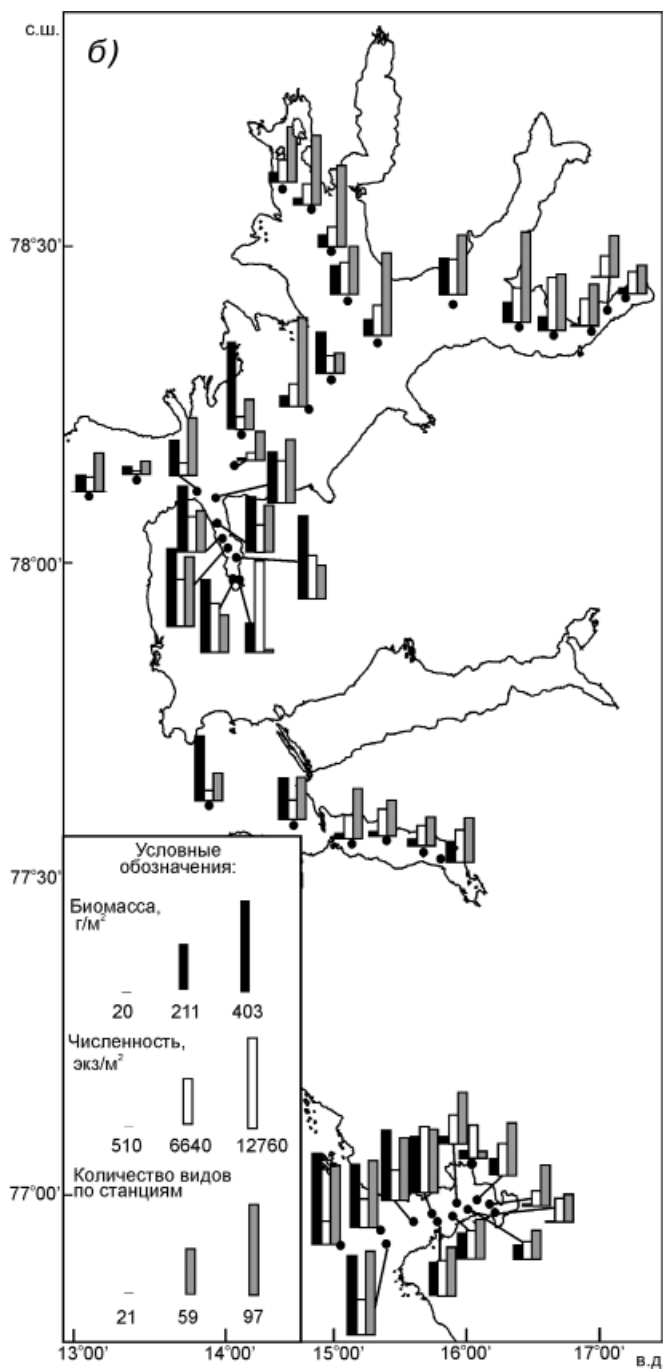


Рис. 1. Схема станций отбора проб в 2001–2002 гг. (а) и распределение основных В коде станций буквой обозначено название фьорда, первая цифра указывает



количественных характеристик донных сообществ (б) во фьордах Шпицбергена на год сбора материала, последняя – на номер станции

коэффициента сходства Брэя–Куртиса. При расчете матрицы сходства данные подвергались стандартизации путем извлечения квадратного корня [9]. Ординацию станций в пространстве видового сходства выполняли методом непараметрического многомерного шкалирования MDS. Расчеты производили с помощью программы PRIMER 5. В качестве меры обилия организмов был выбран комплексный показатель «условная продукция» (P), позволяющий оценить значимость отдельных видов в сообществе, как по биомассе, так и по количеству особей:

$$P = B^{0,75} \times N^{0,25}, \text{ где } B - \text{биомасса, г/м}^2, N - \text{численность, экз/м}^2 \text{ [9].}$$

РЕЗУЛЬТАТЫ

В результате проведенных исследований в обозначенных заливах Западного Шпицбергена выявлено 421 наименование донных организмов (361 до видового ранга), принадлежащих к 13 типам, 23 классам, 56 отрядам, 147 семействам. Максимальное постоянство встречаемости (98 %) имеют полихеты *Eteone agg. flava* и немуртины. Чуть менее распространены (88–86 %) полихеты семейства *Cirratulidae*, полихеты *Heteromastus filiformis*, *Maldane sarsi* и двустворчатый моллюск *Thyasira gouldi*. Во фьордах Шпицбергена среди таксономических групп зообентоса наиболее многочисленны многощетинковые черви (78 % численности). По биомассе преобладают эти же таксоны (45 % у моллюсков и 41 % у полихет). Наибольшее значение в общем таксономическом разнообразии имеют многощетинковые черви (33 %), ракообразные (20 %), моллюски (20 %) и мшанки (15 %).

Трофическая структура зообентоса во фьордах в целом характеризуется преобладанием по биомассе собирающих детритофагов (35 %), подвижных сестонофагов (25 %), плотоядных (24 %) и грунтоедов (19 %). По численности доминируют собирающие детритофаги (50 %), грунтоеды (20 %) и плотоядные (19 %). В общем таксономическом разнообразии большое значение имеют собирающие детритофаги (26 %), плотоядные (22 %) и прикрепленные сестонофаги (17 %).

Видовое богатство зообентоса в среднем составляет 60 ± 3 видов на станцию. Высокий уровень обилия видов (более 70) приурочен к внешним зонам фьордов (рис. 1б). Биомасса донных организмов в районе исследования варьирует от 20 до 400 г/м². Низкий уровень биомассы (менее 100 г/м²) локализован во впадинах Ис-фьорда и во внутренних областях фьордов второго порядка (Сассен-фьорд, Нур-фьорд и Ван-Келлен-фьорд) при преимущественно отрицательной температуре воды (от $-1,65$ до $0,99$ °C). Сравнительно высокая биомасса зообентоса (в среднем 270 ± 20 г/м²) приурочена к внешним областям заливов Грен, Хорнсунн и Бельсунн. Максимальный ее уровень выявлен в открытом море на траверзе Хорнсунн-фьорда (рис. 1б). Средняя плотность поселения бентосных организмов в районе исследования составляет 4300 ± 300 экз/м². Минимальное количество особей (не более 1000 экз/м²) отмечено в устьевой области Ис-фьорда, а максимальное (более 12000 экз/м²) – в куту Грен-фьорда (рис. 1б).

В заливах Шпицбергена по сходству фаунистического состава выделено два крупных видовых комплекса, состоящих из ряда сообществ (рис. 2). Первый кластер включает в себя точки сбора, выполненные в Ис-фьорде, впадающих в него заливов и во внутренней части заливов Хорнсунн и Бельсунн. Этот комплекс условно можно назвать «фьордовым, или внутренним» (рис. 2а, б). Он характеризуется низким уровнем биомассы донных организмов при очень высокой численности (табл. 1), а также доминированием по биомассе многощетинковых червей (табл. 1).

Второй кластер объединил сообщества, которые условно можно назвать «атлантическими, или внешними». Они распространены в Грен-фьорде, внешней области залива Хорнсунн и в заливе Бельсунн (рис. 2). Зообентос этих участков характеризуется очень высокой биомассой и доминированием моллюсков (табл. 1).

«Внутреннее» сообщество *1А* распространено на большей части акватории Ис-фьорда и на одной станции во внешней области залива Бельсунн (рис. 2).

Таблица 1

Общие количественные характеристики, таксономическая и трофическая структура донных сообществ во фьордах Шпицбергена

Сообщество	IA		IB		IC		IIA		IIB		S
	B	N	B	N	S	%S	B	N	B	N	
Коллч. хар-ка	160±35	3300±400	80±20	4000±400	55±3		320±15	5700±600	200±15	3800±1200	66±5
	%B	%N	%B	%N	%S		%B	%N	%B	%N	%S
Таксоном. состав	67,2	83,6	42,4	85,9	50,6		27,6	80,5	23,8	76,4	52,8
<i>Annelida</i>	0,6	3,0	14,2	4,3	18		0,4	3,0	1,3	10,6	16,1
<i>Anthropoda</i>	—	—	—	—	—		0,02	0,01	0,6	0,1	0,5
<i>Brachiopoda</i>	0,6	1,9	14,9	0,5	5,9		0,5	0,4	15	0,5	4,5
<i>Bryozoa</i>	0,1	0,1	0,2	0,01	0,3		0,8	0,3	0,9	0,1	1
<i>Priapulida</i>	0,001	0,01	0,2	—	—		—	—	—	—	—
<i>Tunicata</i>	1,1	0,1	0,8	1,3	3,3		0,8	0,1	6,6	0,1	1,5
<i>Cnidaria</i>	5,49	2,6	4,4	1,2	2,1		1,7	1,5	20,0	0,5	2,5
<i>Echinodermata</i>	22,0	4,4	17,0	4,0	15,0		65,5	7,7	48,8	4,2	15,1
<i>Mollusca</i>	0,01	2,3	1,3	0,04	4,2		0,02	5,7	2,2	0,02	1,5
<i>Nematehimites</i>	0,2	1,2	1,5	1,4	1,8		2,0	0,5	0,4	0,1	1,5
<i>Nemerini</i>	0,001	0,02	0,3	0,04	0,3		—	—	—	—	—
<i>Porifera</i>	2,8	0,8	2,9	0,2	1,3		0,6	0,5	2,4	1,0	3,0
<i>Sipuncula</i>	%B	%N	%S	%B	%S		%B	%N	%B	%N	%S
Трофич. состав	0,6	2,0	15,3	0,5	6,0		0,5	0,4	15	0,4	6,7
<i>A</i>	0,5	0,03	0,6	1,3	3,3		0,7	0,1	2,6	0,002	2,2
<i>AE</i>	14,0	0,8	6,6	0,8	7,5		42,2	0,8	8,0	7,6	6,0
<i>B</i>	47,6	32,4	31,2	45,7	32,6		27,4	40,4	28,6	51,6	31,1
<i>C</i>	0,9	0,1	1,2	0,03	2,1		1,3	1,4	2,2	1,5	1,5
<i>CE</i>	0,2	0,8	0,3	0,2	0,5		0,2	0,7	0,9	1,2	1,5
<i>CEB</i>	21,2	27,9	13,8	25,8	10,5		20,6	27,5	12,8	11,3	13,3
<i>D</i>	11,8	27,6	18,2	22,7	26,2		6,4	18,7	20,3	6,6	23,0
<i>E</i>	3,4	8,0	11,3	3,6	10,5		0,7	10,0	9,7	1,0	14,1
<i>x</i>											

Примечания: *B* – биомасса, г/м²; *N* – численность, экз/м²; *S* – количество видов на станции. Обозначения трофических групп: *A* – прикрепленные сестонофаги-фильтраторы; *AE* – прикрепленные хищники; *B* – подвижные сестонофаги; *C* – сортирующие детритофаги; *D* – грунтоеды; *E* – плотоядные; сочетания букв – смешанный тип питания; *x* – тип питания не установлен; жирным шрифтом выделены высокие значения количественных параметров

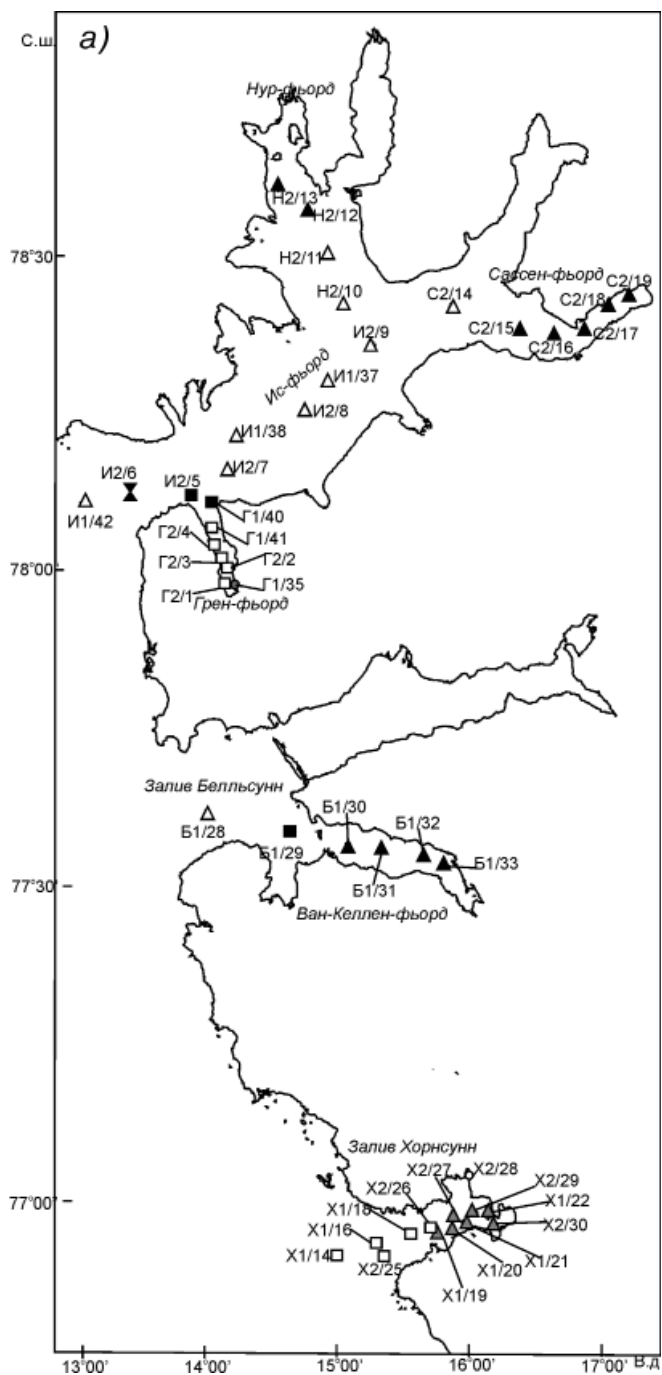
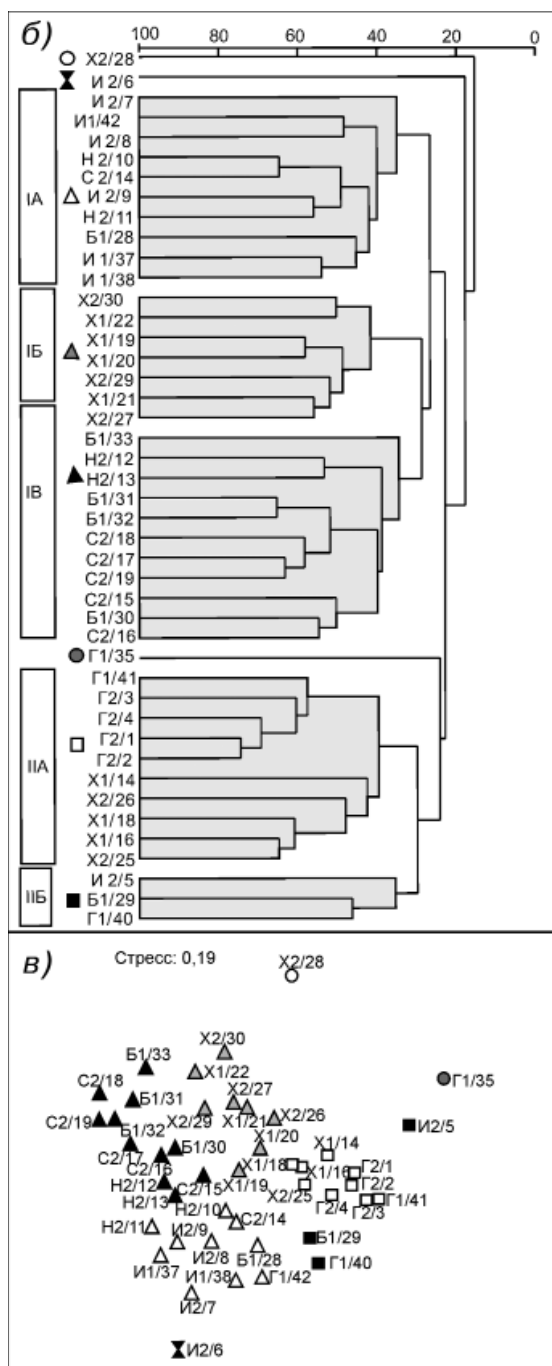


Рис. 2. Распределение фаунистических комплексов (а); дендрограмма сходства видового в пространстве сходства видового состава по коэффициенту Брэя–Куртиса, выполненная



состава зообентоса по коэффициенту сходства Брэй–Куртиса (б); ординация станций методом непараметрического многомерного шкалирования (MDS) (в)

Оно приурочено к участкам со значительными глубинами (150 до 256 м), песчано-илистыми и илистыми грунтами с относительно невысокой температурой придонных вод (в среднем 0,3 °С). Здесь по биомассе и уровню условной продукции доминируют полихеты *Spiochaetopterus typicus*. Субдоминантами по биомассе выступают двустворчатый моллюск *Ciliatocardium ciliatum* и полихета *M. sarsi*. По численности преобладают полихеты рода *Lumbrineris* (табл. 2). Многощетинковые черви здесь доминируют по всем количественным характеристикам (табл. 1). Основная трофическая группа по биомассе, численности и видовому богатству – собирающие детритофаги (табл. 1).

«Внутреннее» сообщество *IB* распространено во внутренней области залива Хорнсунн на глубине от 46 до 198 м, на мягких илистых грунтах с примесью песка и отдельными вкраплениями камней и гальки, при преимущественно положительной температуре придонных вод (от 0,8 до 2 °С). Здесь по уровню условной продукции доминируют полихеты *M. sarsi* и *Policirrus arcticus*. По биомассе выделяются полихеты *M. sarsi* и *Laonice cirrata*, а по численности – полихеты семейства *Cirratulidae* (табл. 2). Многощетинковые черви в данном сообществе преобладают по всем количественным показателям (табл. 1). Доминирующие по биомассе трофические группы – грунтоеды, плотоядные и собирающие детритофаги. По количеству особей преобладают собирающие детритофаги и плотоядные (табл. 1).

Сообщество первой группы *IB* отмечено во фьордах второго порядка (Сассен-фьорд, Нур-фьорд и Ван-Келлен-фьорд) (рис. 2) при низкой температуре придонного слоя вод (средняя температура –0,2 °С) на средней глубине (от 15 до 93 м), на грунтах смешанных типов. По биомассе и уровню условной продукции здесь доминирует актиния *Cerianthus lloydi*, по численности – полихеты семейства *Cirratulidae*, двустворчатые моллюски *Yoldiella nana* и полихеты *Galathowenia oculata* (табл. 2). Наиболее разнообразные видами в этом районе полихеты, моллюски и ракообразные (табл. 1). В трофической структуре по биомассе, численности и количеству видов преобладают собирающие детритофаги (табл. 1).

Первое сообщество «внешнего» комплекса *IIA* расположено в Грен-фьорде и во внешней области залива Хорнсунн (рис. 2). Оно встречено при положительной температуре (от 1,9 до 3,5 °С), на глубине от 64 до 150 м, на илисто-песчаных грунтах. Здесь по уровню условной продукции и биомассе доминируют полихеты *M. sarsi*, двустворчатые моллюски *C. ciliatum* и *Yoldia hyperborea*. По численности максимальное значение имеют полихеты семейства *Cirratulidae* и полихеты рода *Lumbrineris* (табл. 2). Трофический состав зообентоса характеризуется доминированием по биомассе подвижных сестонофагов, собирающих детритофагов и грунтоедов (табл. 1). По численности и видовому богатству преобладают собирающие детритофаги (табл. 1).

Второе «внешнее» сообщество *IIБ* занимает устьевую зону Грен-фьорда, Ис-фьорда и залива Бельсунн – районы с наиболее высокой для исследованного района придонной температурой (от 2,6 до 2,9 °С), на глубине 130–190 м и песчано-илистом грунте (рис. 2). Здесь по биомассе доминируют двустворчатый моллюск *Macoma calcarea* и морской еж *Strongylocentrotus droebachiensis*. Эти виды вносят максимальный вклад в условную продукцию данного сообщества. По численности выделяются полихеты семейства *Cirratulidae* (табл. 2). Руководящие таксономические группы по биомассе – моллюски и полихеты. Последние значительно преобладают по численности. Доминирующая трофическая группа – собирающие детритофаги (табл. 1).

Станции, расположенные в участках с уникальным набором факторов среды, характеризуются своеобразием состава фауны и поэтому не входят в крупные сообщества (рис. 2).

На станции, выполненной у кромки ледника Самарина в заливе Хорнсунн на глубине 15 м, на мягком илистом грунте зообентос имеет биомассу 48 г/м², плотность поселения – 5000 экз/м². Здесь встречено 28 видов донных организмов. По биомассе, плотности поселения и условной продукции преобладает полихета-

Таблица 2

Структура доминирования в донных сообществах, выделенных во фьордах Западного Шпицбергена

Сообщество	IA			IB			IVB			IIA			IIB		
	%P	%B	%N	%P	%B	%N	%P	%B	%N	%P	%B	%N	%P	%B	%N
<i>Spiochaetopterus tyricus</i> (Pol)	34,3	40,0	3,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Maldane sarsi</i> (Pol)	17,7	11,6	10,2	19,2	17,9	3,5	6,6	5,4	2,3	25,5	17,3	9,2	6,0	3,9	2,2
<i>Lumbrineridae</i> g. sp.(Pol)	6,9	2,1	23,1	4,6	1,9	8,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Ciliatocardium ciliatum</i> (Mol)	5,6	13,3	0,1	—	—	—	—	—	—	15,7	31,5	0,2	3,2	6,5	0,03
<i>Scoloplos acutus</i> (Pol)	2,7	0,7	13,1	2,8	9,3	9,3	—	—	—	—	—	—	1,9	0,5	10,2
<i>Cirratulidae</i> g sp (Pol)	2,5	0,7	13,7	8,3	2,8	31,0	6,8	2,6	24,4	5,1	1,5	23,4	4,5	1,1	22,7
<i>Laonice cirrata</i> (Pol)	1,8	1,8	0,2	8,0	11,0	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Polycirrus arcticus</i> (Pol)	—	—	—	9,3	6,0	4,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Lumbrineris</i> sp. (Pol)	—	—	—	7,4	1,9	13,8	—	—	—	3,1	0,9	13,1	—	—	—
<i>Cerianthus lloydi</i> (Ant)	—	—	—	—	—	—	8,7	16,8	0,2	—	—	—	—	—	—
<i>Yoldiella nana</i> (Mol)	—	—	—	—	—	—	8,2	3,7	15,2	—	—	—	—	—	—
<i>Galathowenia oculata</i> (Pol)	—	—	—	—	—	—	2,7	0,9	11,7	—	—	—	—	—	—
<i>Yoldia hyperborea</i> (Mol)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12,3	13,6	1,0	—	—	—
<i>Macoma calcareo</i> (Mol)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,7	4,3	0,9	28,1	36,3	1,0
<i>Strongylocentrotus droebachiensis</i> (Ech)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10,8	18,5	0,2
<i>Spio armata</i> (Pol)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,2	0,5	11,3
<i>Quasimelita quadrispinosa</i> (Arth)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,5	1,2	7,9

Примечания: %P — доля в условной продукции; %B — доля в биомассе; %N — доля в численности; в скобках указаны крупные таксоны: Pol — полихеты, Mol — моллюски, Ant — актинии, Ech — иглокожие; жирным шрифтом выделены высокие значения количественных характеристик. Доли рассчитаны от средних значений количественных характеристик сообществ, указанных в табл. 1

оппортунист *Capitella capitata* (29 %, 36 % и 42 % соответственно). Субдоминантами в этом сообществе являются приапулида *Priapulus caudatus* (12 % условной продукции, 29 % биомассы) и двустворчатый моллюск эстуарно-арктической группы *Portlandia arctica* (10 % условной продукции, 13 % биомассы). По численности высокое значение имеют полихеты семейства *Cirratulidae* (21 %) и полихеты *Ophryotrocha scarlatoi* (18 %). Среди трофических групп по биомассе, численности и общему количеству таксонов здесь преобладают собирающие детритофаги. Доминирование видов-оппортунистов в сообществе, вероятно, обусловлено механическим воздействием в результате подвижки ледника, разрушающим локальные поселения бентосных организмов, место обитания которых заселяют эти виды. Сообщество донных организмов на этой станции по составу видов наиболее близко к «внутреннему» комплексу (рис. 2б, в).

Видовой состав зообентоса на станции, расположенной в кутовой части Грен-фьорда, на глубине 37 м, на илистом грунте, при максимальной в районе исследования температуре (5 °С) по сходству наиболее близок к «атлантическому» комплексу (рис. 2б, в). Здесь выявлена очень высокая численность донных организмов 12760 экз/м² при общей биомассе 140 г/м² и невысоком видовом богатстве 23 вида/0,3 м². По уровню условной продукции доминируют полихеты *Chaetozone setosa* (45 %), *Terebellides stroemi* (19 %) и моллюск *Y. hyperborea* (18 %). По численности преобладает полихета *Chaetozone setosa* (69 %). По биомассе ведущее положение занимают моллюск *Y. hyperborea* (38 %) и полихеты *Chaetozone setosa* (27 %), *T. stroemi* (22 %). Таким образом, при самой высокой температуре придонного слоя вод в куту Грен-фьорда доминирующие позиции занимают широко распространенные морские виды.

ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ полученных результатов показал, что в исследованных фьордах Шпицбергена от внешних районов к внутренним происходит снижение биомассы донных организмов и их разнообразия при возрастании численности особей. В целом подобная картина распределения количественных показателей бентоса в определенной степени обусловлена постепенной потерей тепла трансформированных атлантических вод при продвижении от устья к кутовым участкам заливов [4]. Так, самая высокая биомасса бентоса выявлена во внешних областях водоемов первого порядка (в Хорнсунн-фьорде, заливе Белльсунн) и водоемов второго порядка, расположенных близко к открытому морю на пути проникновения теплых атлантических вод (в Грен-фьорде) (рис. 1б). Низкая биомасса бентоса выявлена в наиболее удаленных от моря водоемах второго порядка (Сассен-фьорд и Нур-фьорд) при преимущественно отрицательной температуре воды. На основе этого можно утверждать, что сообщества с высокой биомассой тяготеют к наиболее теплым участкам побережья Западного Шпицбергена. Однако, объясняя низкий уровень биомассы донной фауны во внутренних участках фьордов, не следует исключать и влияние высокой концентрации минеральной взвеси в районах активного таяния ледников [7, 3], угнетающей развитие многих бентосных организмов [10, 17, 18].

Снижение видового богатства донных сообществ при удалении от открытого моря закономерно [6]. Подобная картина характерна не только для побережья арктических архипелагов, но и для губ и заливов других морских акваторий [6]. Однако в некоторых внутренних участках фьордов, вдали от открытого моря, сообщества зообентоса обладают повышенным уровнем видового богатства, сходным с разнообразием видов глубоководных районов Ис-фьорда (рис. 2б, табл. 1). Увеличение видовой плотности здесь происходит за счет присоединения уникальных элементов фауны, характерных для зоны перегляциала, к обитающим здесь широко распространенным видам. Подобное повышение видового богатства было отмечено

и в сообществах зообентоса внутреннего бассейна Конгс-фьорда [10, 17]. По мнению ряда авторов, во внутренних районах фьордов заключена реликтовая фауна, запертая здесь атлантическими водами при потеплении [15].

Сообщества зообентоса в изученных фьордах Шпицбергена распределены зонально (рис. 2). Локализация их в определенной степени отражает структуру вод и соответствует общей схеме смены видовых ассоциаций донных организмов в Конгс-фьорде [10, 17]. Однако имеются значительные отличия полученных нами результатов от имеющихся литературных данных [17]. Так, обнаруженные нами в центральной части Ис-фьорда сообщества с доминированием *S. typicus* и сообщества *M. sarsi* внутренней зоны залива Хорнсунн, условно названные «фьордовые, внутренние», имеют ряд сходств с сообществами внешней области Конгс-фьорда «*Centr*» [17]. Сообщества зообентоса во фьордах второго порядка с доминированием холодноводных актиний напоминают переходную ассоциацию «*Trans*» [17], поскольку субдоминантным видом здесь выступает полихета *M. sarsi*, характерная для центральной части Конгс-фьорда. Комплекс «внешних» сообществ сходен с ассоциациями «*Entr*», обитающими на выходе из Конгс-фьорда [17].

Истинно «приледниковое» сообщество с доминированием эстуарно-арктического моллюска *P. arctica*, занимающее внутреннюю область Конгс-фьорда [17], встречено в просмотренных материалах единожды у подножия ледника Самарина в Хорнсунн-фьорде на станции 28, выполненной в 2002 г. (рис. 1). В нашем материале данный индикаторный вид уступил доминирующие позиции широко распространенному виду *C. capitata*. Выявленное нами ограниченное распространение «приледникового» сообщества может быть следствием недостаточного охвата этих биотопов исследованиями ввиду технических трудностей. С другой стороны, подобное распределение может быть обусловлено значительным проникновением атлантических вод во внутреннюю область сравнительно короткого залива первого порядка Хорнсунн [14].

Полученные результаты показали широкое развитие «внешних» ассоциаций зообентоса при ограничении распространения «приледниковых» по сравнению с высокоарктическим Конгс-фьордом [17]. Это свидетельствует о том, что в южных заливах Западного Шпицбергена влияние атлантических вод выражено сильнее. Наиболее показателен в этом отношении залив Грен-фьорд, на всей акватории которого распространены только «внешние» сообщества. По распределению донной фауны можно утверждать, что именно в этом участке побережья Западного Шпицбергена происходит основной заток теплых водных масс. Это согласуется и с данными СТД-зондирования [4], и с известными ранее схемами течений [1, 12].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований становится очевидным, что состав донной фауны, а также обилие и разнообразие бентосных организмов во фьордах зависят от транзита суммарного количества тепла. Изоляция фьордов расстоянием или наличие порога приводит к резкому снижению влияния теплых вод во внутренних районах заливов и развитию там арктических донных сообществ. Аналогичная закономерность характерна и для изолированных морских заливов бореально-арктической зоны [2, 6]. Можно утверждать, что распределение сообществ зообентоса во фьордах архипелага отражает структуру водных масс и может служить индикатором как современного состояния среды обитания донных организмов, так и возможных долгосрочных ее изменений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адров М.М. Новые данные о гидрологии северо-западной части Баренцева моря // Тр. ПИНРО. 1959. Вып. XI. С. 5–23.

2. Луканин В.В., Наумов А.Д., Федяков В.В. Общая характеристика псевдобатиали // Белое море. Биологические ресурсы и проблемы их рационального использования. Исследования фауны морей. 1995. Вып. 42 (50). С. 212–215.
3. Митяев М.В., Погодина И.А., Герасимова М.В. Фациальная изменчивость современных отложений залива Грен-фьорд, Западный Шпицберген // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2005. Вып. 5. С. 202–214.
4. Моисеев Д.В., Ионов В.В. Некоторые результаты океанографических исследований в заливах и фьордах о. Западный Шпицберген летом 2001 и 2002 гг. // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2006. Вып. 6. С. 261–270.
5. Руководство по методам биологического анализа морской воды и донных отложений. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 192 с.
6. Семенов В.Н. Систематика и экология морских бассейнов Севера на разных этапах изоляции. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1988. 45 с.
7. Тарасов Г.А., Костин Д.А., Митяев М.В., Герасимова М.В. Об условиях седиментогенеза в заливе Грен-фьорд (Западный Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2003. Вып. 3. С. 91–97.
8. Bick A., Arlt G. Intertidal and subtidal soft-bottom macro- and meiofauna of the Kongsfjord (Spitsbergen) // Polar Biol. 2005. Vol. 28. P. 550–557.
9. Clarke K.R., Warwick R.M. Change in marine communities: an approach to statistical analysis and interpretation. 1st edition: Plymouth Marine Laboratory, Plymouth. UK. 1994. 144 p.
10. Kedra M., Wlodarska-Kowalczyk M., Weslawski J.M. Decadal change in macrobenthic soft-bottom community structure in a high Arctic fjord (Kongsfjord, Svalbard) // Polar Biol. 2010. Vol. 33. P. 1–11.
11. Kendall M.A., Widdicombe S., Weslawski J.M. A multi-scale study of the biodiversity of the benthic infauna of the high-latitude Kongsfjord, Svalbard // Polar Biol. 2003. Vol. 26. P. 383–388.
12. Piechura J., Osinski R., Petelski T., Wosniak S.B. Heat and salt fluxes in the West Spitsbergen Current area in summer // Oceanologia. 2002. Vol. 44 (3). P. 307–321.
13. Renaud P.E., Wlodarska-Kowalczyk M., Trannum H., Holte B., Weslawski J.M., Cochrane S., Dahle S., Gulliksen B. Multidecadal stability of benthic community structure in high-Arctic glacial fjord (van Mijenfjord, Spitsbergen) // Polar Biol. 2007. Vol. 30. P. 295–305.
14. Swerpel S. The Hornsund Fjord: water masses // Polish Polar Research. 1985. Vol. 6. P. 475–496.
15. Weslawski J.M. Observation on the coastal amphipoda of the Hornsund fjord (South West Spitsbergen) // Pol. Arch. Hydrobiol. 1983. Vol. 30 (3). P. 199–207.
16. Weslawski J.M., Adamski P. Cold and warm years in South Spitsbergen coastal marine ecosystem // Polish Polar Research. 1987. Vol. 8. P. 95–106.
17. Wlodarska-Kowalczyk M., Pearson T. Soft-bottom faunal associations and factors affecting species Distributions in an Arctic glacial fjord (Kongsfjord, Spitsbergen) // Polar Biol. 2004. Vol. 27. P. 155–167.
18. Wlodarska-Kowalczyk M., Szymelfenig M., Kotwicki L. Macro- and meiobenthic fauna of the Yoldiabukta glacial bay (Isfjorden, Spitsbergen) // Polish Polar Research. 1999. Vol. 20. P. 367–386.

O.S.LYUBINA, O.L.ZIMINA, E.A.FROLOVA, P.A.LYUBIN, A.A.FROLOV, D.R.DIKAEVA,
O.Y.AHMETCHINA, E.A.GARBUL

FEATHURES OF THE BENTHIC COMMUNITIES DISTRIBUTION IN THE FJORDS OF WEST SPITSBERGEN

On data, gathered in 2001, 2002 by expeditions of MMBI in the Hornsund-fjord, Gren-fjord, Is-fjord, Sassen-fjord, Nur-fjord, Belsunn-fjord distribution of benthic communities in the gradient of environmental factors was analyzed. Trend of benthic biomass reduction with abundance increasing in direction from inner part to outer part of fjords was estimated. Allocation of benthic communities agrees to water masses distribution in the fjords. Comparison obtained data with published information on benthos of the Kongs-fjord was conducted.

Keywords: benthic communities, zoobenthos, West Spitsbergen.

ОЦЕНКА ОДНОРОДНОСТИ РЯДОВ ДАННЫХ ТЕМПЕРАТУРНО-ВЕТРОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ НА РОССИЙСКИХ АНТАРКТИЧЕСКИХ СТАНЦИЯХ

вед. специалист Н.Н.КАЗАКОВА¹, д-р техн. наук М.Б.ФРИДЗОН²

¹ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, aerology@aari.ru

²Московский государственный технический университет гражданской авиации (МГТУ ГА), г. Москва.

С целью оценки однородности рядов данных радиозондирования на российских антарктических станциях на примере обсерватории Мирный рассмотрены вопросы организации аэрологических наблюдений за период с 1956 г. по настоящее время. Дано описание используемых технических средств зондирования, методик производства наблюдений и обработки информации.

Ключевые слова: Антарктида, аэрологические наблюдения, технические средства радиозондирования, погрешности, методика, однородность.

ВВЕДЕНИЕ

Антарктический континент является одним из тех немногих районов земного шара, где антропогенные воздействия на природу несоизмеримо малы по сравнению с другими территориями. В то же время для Антарктиды имеются достаточно длинные ряды метеорологических и аэрологических наблюдений. Поэтому аэрологические данные, полученные в Антарктиде, могут быть весьма полезны при исследовании вопроса о причинах глобального потепления – носят ли эти причины естественный природный характер или лежат в области влияния человеческой деятельности.

Аэрологические наблюдения проводятся в Антарктиде с 1956 г., то есть уже более полувека. Однако, прежде чем использовать эти длинные ряды наблюдений, необходимо убедиться в их однородности. То есть необходимо определить, нет ли искусственных сдвигов или трендов в результатах зондирования вследствие смены систем зондирования или изменений в методике обработки данных. Основным фактором, способным оказать существенное влияние на однородность рядов данных аэрологических наблюдений, является неоднократное изменение способа определения координат радиозондов и, прежде всего, высоты при их подъеме. Этот фактор значим при анализе рядов всех измеряемых при радиозондировании параметров атмосферы – давления на заданном уровне, температуры и влажности воздуха, параметров скорости ветра.

При анализе температурных рядов наиболее значимыми являются также изменения конструктивного исполнения датчика температуры и связанные с ним основная погрешность датчика (погрешность в стационарных условиях), инерционная погрешность, а также способ введения и величины радиационных поправок. При анализе рядов влажности безусловное значение имеют конструкция и принцип действия датчика влажности, его основная погрешность, функция влияния температуры, а также динамические характеристики.

В рамках настоящей статьи авторы постарались зафиксировать даты и характер изменений конструкции радиозондов и систем зондирования, основные технические и метрологические характеристики датчиков радиозондов и наиболее существенные изменения, вносимые в методику проведения радиозондирования и обработки его результатов.

ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

Аэрологические наблюдения проводились в Антарктиде на станциях Мирный, Молодежная, Беллингаузен, Новолазаревская, Восток и Ленинградская. Наиболее длинный ряд аэрологических наблюдений в Антарктиде имеется для обсерватории Мирный. Первый выпуск радиозонда был произведен в обсерватории 12.02.1956 г. Проведение зондирований на этой станции продолжается практически без перерывов до настоящего времени. За указанный период имело место неоднократное переоснащение аэрологической сети отечественными системами радиозондирования. В 1956–1957 гг. в обсерватории Мирный использовались радиозонд РЗ-049 с пеленгуемым передатчиком ПРБ-051 на частоте 204 МГц и радиоприемником РП-2. Затем, с 1957 по 1960 г. – радиозонд РЗ-049 и радиотеодолит «Малахит»; в 1961 г. – радиотеодолит «Малахит» и радиозонд А-22-III; с 1962 по 1975 г. – радиотеодолит «Малахит» с дальномерной приставкой и радиозонд А-22-IV (VII); с 10.03.1975 г. по 1986 г. – РЛС «Метеорит-2» и радиозонд РКЗ-5; с 1987 по 2007 г. – РЛС «Метеорит-2» и радиозонд МАРЗ 2-2; с февраля 2008 г. по настоящее время – модернизированный комплекс АВК-1 и радиозонд МРЗ-3А.

С начала организации в Антарктиде аэрологических наблюдений для производства зондирования атмосферы использовался гребенчатый радиозонд РЗ-049 с УКВ-передатчиком. При этом направление и скорость ветра рассчитывались по данным параллельных шаропилотных наблюдений. Внедрение в 1957 г. радиотеодолита «Малахит» и радиозонда РЗ-049 с пеленгуемым радиоблоком позволило отказаться от этого вида наблюдений.

Гребенчатый радиозонд РЗ-049 позволял измерять и передавать по радио условными сигналами температуру, давление и влажность воздуха. Прием сигналов осуществлялся на слух с помощью ультракоротковолновых радиоприемников. Использовался кодовый способ передачи и приема сигналов. Датчиком давления служил блок из анероидных коробок; датчиком температуры – биметаллическая пластинка (сталь – инвар); датчиком влажности – пучок обезжиренных человеческих волос. Радиозонд РЗ-049 имел следующие технические и метрологические характеристики. Диапазон измерения температуры воздуха составлял от -70°C до $+40^{\circ}\text{C}$, чувствительность (разрешающая способность) – $1,4\text{--}1,8^{\circ}\text{C}$ на один зубец. Датчик температуры размещался в шахте внутри корпуса прибора. Его постоянная времени составляла около 20 с. Измерение давления производилось в диапазоне от 1050 до 10 гПа, чувствительность барокоробки составляла от 12,5 до 15 гПа на 1 мм длины гребенки давления. Для устранения влияния температуры воздуха на показания давления в радиозонде РЗ-049 применялся биметаллический термокомпенсатор. Пределы измерения относительной влажности воздуха составляли от 20 % до 100 %. Чувствительность приемника влажности – 8–10 % на зубец гребенки влажности.

Переход на радиозонд А-22 на аэрологической сети СССР произошел 01.01.1961 г. В полярных районах он начал осуществляться с 1962 г. Тогда же на аэрологической сети начала использоваться система радиозондирования «Малахит-А-22».

Радиозонд А-22-III являлся электромеханическим по способу измерения и в то же время кодовым, передающим значения метеорологических элементов с помощью десяти знаков Морзе. Радиозонд А-22-III состоял из узлов давления, температуры и влажности воздуха и кодового барабана, смонтированного на жестком каркасе. Датчиком давления служил блок из двух анероидных коробок из фосфористой бронзы

с биметаллическим термокомпенсатором. Диапазон измерения давления составлял от 1050 до 10 гПа. Чувствительность — 4–5 гПа на дорожку. Диапазон измерения температуры составлял от -75°C до $+40^{\circ}\text{C}$. Датчиком температуры являлась биметаллическая спираль (сталь — инвар толщиной 0,12 мм), помещенная в радиационную защиту — тонкий зачерненный внутри фольговый цилиндр. Постоянная времени такого датчика составляла 10 с в тропосфере и около 1 мин в стратосфере. Чувствительность была 0,45–0,55 $^{\circ}\text{C}$ на дорожку. Датчиком влажности служила обезжиренная животная пленка (золотобица) в виде круглой мембраны, закрепленной в алюминиевых пьезах. Чувствительность радиозонда по относительной влажности составляла 1–2 % на дорожку. Диапазон измерения от 15 до 100 %.

Внедрение радиотеодолита «Малахит» способствовало увеличению высоты температурно-ветрового зондирования и повышению точности измерений скорости ветра. В то же время радиотеодолит, вследствие значительной погрешности в измерении вертикального угла при значениях $< 16^{\circ}$, не позволял получать данные ветра при больших удалениях радиозонда (сильных ветрах).

Усовершенствованный вариант радиозонда А-22 — радиозонд А-22-IV — отличался от предшественника тем, что пропеллер для вращения кодового барабана был заменен миниатюрным электромотором. Усовершенствованной моделью радиозонда А-22-IV являлся радиозонд А-22-VII. Он отличался от А-22-IV улучшенным узлом давления. Вместо бронзовых барокоробок использовались стальные, которые имели малый коэффициент температурного расширения и не требовали термокомпенсации. В радиозондах А-22-IV и А-22-VII для работы совместно с радиотеодолитом «Малахит» применялся радиопередатчик-ответчик А-35. Внедрение дальномерной приставки к радиотеодолиту «Малахит» позволило осуществить переход от радиотеодолитного метода зондирования к радиолокационному, при котором наклонная дальность радиозонда измерялась способом вторичной радиолокации.

Необходимость автоматизации процесса приема сигналов радиозонда стала очевидной, и одновременно с созданием системы «Малахит-А-22» была разработана новая радиолокационная станция «Метеор» (в стационарном варианте «Метеорит») и радиозонд РКЗ. С 1960 г. эта система начала внедряться на аэрологической сети. Система «Метеорит-РКЗ» — это одноканальная система комплексного зондирования атмосферы, в которой впервые был автоматизирован процесс измерения и регистрации координат радиозонда и телеметрической информации. С целью повышения точности сопровождения радиозонда по угловым координатам, особенно при больших удалениях радиозонда, в РЛС «Метеорит» использовался дециметровый диапазон радиоволн (17 см). Оригинальность системы «Метеорит-РКЗ» состояла в использовании в радиозондах в качестве передатчика-ответчика суперрегенеративного генератора СВЧ. Дальность действия системы составляла 150 км, высота зондирования — до 30 км. В качестве первичных преобразователей в радиозондах РКЗ были использованы резистивные преобразователи — терморезистор ММТ-1 и пленочный сорбционно-деформационный датчик влажности (СДД), сохранившиеся в радиозондах, с некоторыми конструктивными изменениями, до настоящего времени.

В 1967 г. была произведена модернизация узла температуры радиозонда, позволившая уменьшить погрешность ее измерения. Прибор с новой конструкцией датчика температуры и новым эффективным антирадиационным покрытием (эмаль ВЛ-548) [49] получил название РКЗ-2. С 1968 г. этот тип радиозондов начал использоваться на антарктических станциях. В радиозонде РКЗ-2 для передачи данных о метеорологических параметрах принята амплитудная (амплитудно-импульсная) модуляция несущей частоты. Диапазон измерения температуры воздуха от -80°C до $+50^{\circ}\text{C}$; диапазон измерения относительной влажности — 15–100 %, диапазон измерения давления воздуха — от приземного до 3–5 гПа.

В 1971 г. РЛС «Метеорит» была усовершенствована и на сеть начала поставляться РЛС «Метеорит-2» с радиозондом РКЗ-5. Он отличался от радиозонда РКЗ-2 увеличенной длительностью метеопаз и почти в два раза уменьшенной частотой передачи метеорологических параметров. За счет сужения полосы приемной системы РЛС была повышена ее чувствительность и увеличена дальность сопровождения радиозонда. Баропереключитель в радиозонде РКЗ-2 был заменен электромеханическим коммутатором с микроэлектродвигателем. На антарктических станциях радиозонды РКЗ-5 начали использоваться: на ст. Молодежная — с 1973 г.; в обсерватории Мирный и на ст. Новолазаревская — с 1975 г.; на ст. Беллинсгаузен — с 1976 г. и на ст. Восток — с 1978 г.

Появление новой элементной базы поставило на повестку дня задачу создания легкого, малогабаритного и экономичного радиозонда. В связи с этим был разработан транзисторный радиозонд МАРЗ. В 1982 г. началось его серийное производство. Радиозонд МАРЗ впервые в практике отечественного радиозондирования был аттестован Госстандартом как средство измерения. На аэрологическую сеть новые малогабаритные радиозонды типа МАРЗ начали поступать с 1983 г. (в Антарктиду — с 1987 г.). Радиозонды МАРЗ полностью выполнены на полупроводниковых элементах и интегральных микросхемах. Был применен стабилизатор питания, что позволило уменьшить погрешность радиотелеметрического канала. Использование электронного коммутатора повысило надежность автоматической обработки результатов зондирования.

Необходимость уменьшения трудозатрат при проведении радиозондирования и успехи в области элементной базы и автоматизации обработки данных создали предпосылки для разработки нового наземного оборудования системы радиозондирования, снабженного комплексом для автоматической обработки сигналов. Так была создана система радиозондирования «Титан-МРЗ», получившая после государственных испытаний в конце 1983 г. название «АВК-1-МРЗ-3А». В Антарктиде система «АВК-1-МРЗ-3А» была введена в эксплуатацию на ст. Молодежная — в 1988 г. и на ст. Беллинсгаузен — в 1991 г.

По метрологическим характеристикам системы «АВК-1-МРЗ-3А» и «Метеорит-МАРЗ» практически не отличаются, так как в их основу заложены идентичные основные принципы: контактный метод измерений метеоэлементов; преобразование измеряемых параметров в электрическое сопротивление и электрического сопротивления в низкочастотный сигнал, модулирующий несущую частоту непосредственно в радиозонде; радиолокационный способ измерений вертикального угла и наклонной дальности, необходимых для определения высоты радиозонда (с использованием супергетеродинного передатчика-ответчика в радиозонде), те же основные схемные решения и, самое главное, одинаковые датчики. Отличием системы зондирования «АВК-1-МРЗ-3А» от «Метеорит-МАРЗ» является автоматическая обработка результатов зондирования. Система «АВК-1-МРЗ-3А» начала поступать на сеть с 1986 г. и на антарктических станциях используется до настоящего времени.

Система имеет следующие технические характеристики: несущая частота 1782 ± 8 МГц; частота следования запросных радиоимпульсов $457,5 \pm 0,2$ Гц, импульсная мощность передатчика РЛС-1 — 25 кВт, длительность импульса передатчика 0,5–1,2 мкс, ширина диаграммы направленности $6 \pm 1^\circ$, поднесущая (суперирующая) частота 800 ± 25 кГц, дальность действия 300 км. В конструкцию комплекса заложено много новых технических решений, способствующих повышению эксплуатационных характеристик системы. Для уменьшения влияния раскачивания радиозонда на надежность приема его сигнала в антенной системе РЛС применена круговая поляризация. Особенностью конструкции станции является применение в качестве маломощного СВЧ-усилителя и мощного передатчика запросного сигнала специального электронно-лучевого прибора — потенциал-

трона. Для уменьшения минимальной дальности действия и санитарно-защитной зоны системы введена регулировка уровня излучаемой мощности передатчика. В целях повышения помехоустойчивости системы для передачи телеметрической информации применена частотная манипуляция поднесущей (суперирующей) частоты приемопередатчика радиозонда МРЗ-3А. Применение в аппаратуре станции автоматической подстройки частоты передатчика и гетеродина приемного устройства позволило значительно повысить надежность и качество работы радиосистемы и упростить работу оператора. Комплекс обеспечивает тестовый и функциональный контроль, полную автоматизацию процесса приема и обработки координатно-телеметрической информации радиозонда, вплоть до выдачи всех видов аэрологических телеграмм. В последние годы осуществляется модернизация комплекса путем замены специализированной ЭВМ на современные универсальные ПЭВМ и применения полупроводниковых приемо-передающих устройств. Радиозонды МАРЗ и МРЗ-3А имеют следующие технические и метрологические характеристики: диапазон измерения температуры воздуха от $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $+50\text{ }^{\circ}\text{C}$; предел допускаемого значения основной погрешности измерения температуры составляет $1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, постоянная времени – не более 10 с; диапазон измерения относительной влажности (в диапазоне температур от $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $+50\text{ }^{\circ}\text{C}$) – 15–98 %, предел допускаемого значения основной погрешности измерения относительной влажности – 15 %, постоянная времени в нормальных условиях – не более 5 с; диапазон измерения давления от наземного до 3–5 гПа.

Программное обеспечение «ЭОЛ» выполняет все необходимые этапы работ: от предполетной поверки радиозонда до обработки телеметрической информации в реальном масштабе времени и представления выходных данных в виде оперативной телеграммы ТВЗ, телеграммы «Слой» и «Приземный слой». Режим «просмотр» позволяет производить редактирование особых точек на участках профиля каждого метеорологического параметра. С помощью программы «Архив» можно контролировать временные профили метеозаэlements и вертикальной скорости подъема радиозонда.

Приведенные выше технические и метрологические характеристики радиозондов весьма полезны при анализе однородности рядов аэрологических наблюдений. При этом не следует забывать, что полученные при радиозондировании результаты являются реально измеренными с определенной степенью достоверности. В эти данные вводится только радиационная поправка, с помощью которой результаты измерений температуры исправляются на величину радиационного нагрева датчика температуры. Поэтому в настоящей статье радиационным поправкам будет уделено особое внимание.

ИЗМЕРЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА. СОПОСТАВЛЕНИЕ МЕТОДИК ОПРЕДЕЛЕНИЯ РАДИАЦИОННЫХ ПОПРАВОК

Основные особенности процесса измерения температуры и влажности воздуха при радиозондировании атмосферы заключаются в следующем: используется контактный метод измерения (непосредственный контакт датчика с измеряемой средой); статическая характеристика преобразования (СХП) датчиков радиозондов (градуировка) получена в нормальных условиях, существенно отличающихся от рабочих условий их применения; измерения производятся в динамическом режиме, поскольку радиозонд во время подъема обтекается потоком воздуха с изменяющимися влажностью, температурой, скоростью и плотностью; датчики подвергаются воздействию значительного количества физических процессов, параметры которых плохо определены (солнечная и длинноволновая радиация, смачивание жидкими осадками и т.д.).

Достоверное определение радиационных поправок при измерении температуры воздуха при радиозондировании атмосферы является одной из ключевых проблем методики аэрологических наблюдений [5, 6, 12, 25, 27, 39, 40, 42, 43]. Вводившиеся

Таблица 1

Значения средней вертикальной скорости (ω), относительной плотности воздуха (ρ_0/ρ_z) и скорости вентиляции ($\rho\omega$) для радиозонда РЗ-049

Параметр	H, км												
	1	5	10	15	18	20	22	24	26	28	30	32	35
ω , м/с	313	340	390	420	440	460	480	500	520	540	557	575	600
ρ_0/ρ_z	1,1	1,66	2,97	6,33	10,16	13,93	18,96	26,2	35,8	46,9	62,7	84,6	150,1
$\rho\omega$, м/с	285	205	131,5	66,2	43,3	33,0	25,3	19,1	11,5	11,5	8,9	6,8	4,0

в показания российских радиозондов радиационные поправки были получены путем сравнения данных радиозондирований, выполненных в дневное и ночное время при стационарных метеорологических условиях [6]. Формула для расчета радиационной поправки к температуре, измеренной радиозондом РЗ-049, имеет вид:

$$\Delta t' = 0,85 \frac{\rho\omega^{-0,71}}{10} (0,0854h^3 - 1,125h^2 + 5,8h + 0,7\sin 90h + 3), \quad (1)$$

где ρ – плотность воздуха; ω – вертикальная скорость; h – высота Солнца в десятках градусов.

Формула (1) использовалась для расчета радиационных поправок в диапазоне высот Солнца от 5 до 90°. Особенностью этих поправок является то, что они рассчитаны для высот и давлений по стандартной атмосфере и с учетом средней вертикальной скорости подъема радиозонда (табл. 1).

В случае, если фактическая вертикальная скорость подъема радиозонда отличается от табличной, найденная радиационная поправка умножается на поправочный множитель:

$$K = \frac{\omega_F^{-0,71}}{\omega_T} = \frac{\Delta\tau_T^{-0,71}}{\Delta\tau_F}, \quad (2)$$

где ω_F – фактическая скорость подъема; ω_T – табличная вертикальная скорость; $\Delta\tau_F$ – разность фактического времени прохождения радиозондом уровня стандартного давления, для которого определяется радиационная поправка, и предыдущего уровня стандартного давления; $\Delta\tau_T$ – аналогичная разность по средней (табличной) вертикальной скорости. Исправление на фактическую вертикальную скорость подъема (множитель K) проводится начиная со стандартного уровня давления 200 гПа.

Определение радиационных поправок для радиозонда А-22-III аналогично методике определения поправок к радиозонду РЗ-049. В этом случае формула для расчета поправки имеет вид:

$$\Delta t = 0,66 \frac{\rho\omega^{-0,68}}{10} (0,0367h^3 - 0,5h^2 + 2,52h + 1). \quad (3)$$

Данные для расчета Δt по формуле (3) представлены в табл. 2.

Таблица 2

Средние вертикальные скорости (ω) и скорости вентиляции ($\rho\omega$) для радиозонда А-22-III

Параметр	H, км												
	1	5	10	15	18	20	22	24	26	28	30	32	35
ω , м/с	318	340	385	412	430	440	450	463	473	484	495	505	522
$\rho\omega$, м/с	285	205	129,6	65,0	43,2	31,6	23,7	17,6	13,2	10,3	7,8	6,0	3,5

Как и для зонда R3-049 в случае, если фактическая вертикальная скорость подъема радиозонда отличается от табличной, то найденная радиационная поправка для высот выше 200 гПа умножается на поправочный множитель:

$$K = \frac{\Delta\tau_T^{-0,68}}{\Delta\tau_F}.$$

Эмпирическое уравнение для расчета радиационной поправки для радиозонда РКЗ-1 в зависимости от высоты Солнца и скорости вентиляции имеет вид [27, 25]:

$$\Delta t = 0,84 \frac{\rho\omega^{-0,69}}{10} [(0,5h - 2,5)10^{-0,04h} + 9,5], \quad (4)$$

где h – угловая высота Солнца в десятках градусов; $\rho\omega$ – скорость вентиляции. Данные для расчетов Δt по формуле (4) представлены в табл. 3.

Дополнительная поправка на фактическую вертикальную скорость начиная с уровня 200 гПа вводится с помощью множителя

$$K = \frac{\Delta\tau_T^{-0,69}}{\Delta\tau_F}.$$

Дальнейшее уточнение методики введения радиационных поправок в измерения температуры радиозондами А-22 и РКЗ-2 производилось в 1967–1968 гг. С первого января 1969 г. были введены новые радиационные поправки, а также была уточнена методика их расчета [34]. Для определения радиационных поправок для радиозондов А-22 стала использоваться следующая упрощенная формула:

$$\Delta t_z = \lambda_0 \frac{\rho_0\omega_0^{0,83}}{\rho_z\omega_z} \left(\frac{dT}{d\tau} \right)_z, \quad (5)$$

где $\lambda_0 = 4,1$ с; $\omega = 5$ м/с; T – температура датчика температуры; ω – вертикальная скорость; ρ – плотность воздуха.

В случае, если фактическая вертикальная скорость подъема радиозонда отличалась от приведенной в табл. 4, радиационная поправка умножалась на поправочный множитель K :

$$K = \frac{\omega_F^{-0,83}}{\omega_T} = \frac{\Delta\tau_T^{-0,83}}{\Delta\tau_F}, \quad (6)$$

где ω_F – фактическая вертикальная скорость; ω_T – табличная вертикальная скорость; $\Delta\tau_F$ – фактическое время подъема радиозонда от предыдущего уровня стандартного давления до уровня, для которого определяется радиационная поправка; $\Delta\tau_T$ – время подъема между уровнями по средней (табличной) вертикальной скорости.

Радиационные ошибки для радиозонда РКЗ-2 рассчитывались по формуле (7):

$$\Delta T_z = C \left(\frac{\rho_0\omega_0}{\rho\omega} \right)^n.$$

Таблица 3

Средние вертикальные скорости (ω) и скорости вентиляции ($\rho\omega$) для радиозонда РКЗ-1

Параметр	H, км												
	1	5	10	15	18	20	22	24	26	28	30	32	35
ω , м/мин	313	339	372	406	401	397	399	401	415	434	440	454	472
$\rho\omega$, м/мин	284	204	130	64.5	39	29	21	15	12	9	7	6	4

Таблица 4

Средние вертикальные скорости (ω) для радиозонда А-22

Скорость	H, км								
	1	5	10	15	18	20	22	24	26
ω , м/мин	287	316	364	404	419	422	428	439	458
Скорость	H, км								
	28	30	32	34	36	38	40	42	
ω , м/мин	472	489	525	573	627	678	729	781	

Таблица 5

Значения средних вертикальных скоростей (ω) для радиозонда РКЗ-2

Скорость	H, км															
	1	5	10	15	18	20	22	24	26	28	30	32	36	38	40	42
ω , м/мин	275	304	353	368	378	386	392	410	426	434	454	460	480	494	506	520

Величины C и n были определены графически по изменению разностей показаний температуры радиозондом днем и ночью, исправленных на величину суточного хода температуры воздуха на соответствующей высоте и в зависимости от скорости вентиляции.

В связи с тем, что предложенные в методических указаниях (МУ) [29, 31, 34] радиационные поправки позволяют лишь в грубом приближении оценить величину дневного радиационного нагрева датчика относительно температуры воздуха, измеренной датчиком ночью, принимаемой за реальную [11], их введение не может полностью скорректировать явление радиационного нагрева. Неоднократные по-

Таблица 6

Радиационные поправки и их разности $\Delta T(1-2)$ для радиозонда РЗ-049, рассчитанные на основании МУ (вып. 19 [29] и вып. 25 [31]) для различных уровней в атмосфере

Высота (км)/ давление (гПа)		Высота Солнца						Среднее $\Delta T(1-2)$, °C
		10°	20°	30°	40°	50°	60°	
16,2/100	МУ, вып. 19	-2,4	-2,9	-3,6	-4,0	-4,3	-4,5	-0,4
	МУ, вып. 25	-2,2	-2,7	-3,0	-3,5	-3,9	-4,0	
	$\Delta T(1-2)$	-0,2	-0,2	-0,6	-0,5	-0,4	-0,5	
20,6/50	МУ, вып. 19	-4,1	-5,3	-6,4	-7,2	-7,8	-8,1	-1,5
	МУ, вып. 25	-3,3	-4,2	-4,7	-5,3	-6,0	-6,2	
	$\Delta T(1-2)$	-0,8	-1,1	-1,7	-1,9	-1,8	-1,9	
23,8/30	МУ, вып. 19	-5,8	-7,5	-9,0	-10,2	-11,0	-11,4	-2,7
	МУ, вып. 25	-4,4	-5,6	-6,2	-7,1	-8,0	-8,2	
	$\Delta T(1-2)$	-1,4	-1,9	-2,8	-3,1	-3,0	-3,2	
26,4/20	МУ, вып. 19	-8,0	-10,3	-12,3	-14,0	-15,1	-4,5	-4,1
	МУ, вып. 25	-5,7	-7,2	-8,0	-9,1	-10,2	-4,0	
	$\Delta T(1-2)$	-2,3	-3,1	-4,3	-4,9	-4,9	-5,1	
31,2/10	МУ, вып. 19	-15,8	-20,4	-24,4	-27,8	-29,6	-31,1	-10,9
	МУ, вып. 25	-9,3	-11,9	-13,2	-14,9	-16,8	-17,3	
	$\Delta T(1-2)$	-6,5	-8,5	-11,2	-12,9	-12,8	-13,8	

следующие исследования и международные сравнения радиозондов [8, 10, 15, 16, 17, 20, 21, 26, 45, 47, 48, 50] подтвердили некорректность введения существующих поправок [34] и показали, что они не удовлетворяют современным требованиям к метрологическому обеспечению радиозондирования. В работе [26] указывалось, что среднее квадратичное отклонение полученной методом «день минус ночь» величины радиационной поправки составляет 30 % самой величины поправки.

Впервые на аэрологической сети радиационные поправки по методике [29] начали вводиться с 1 июля 1957 г. Дальнейшие изменения методики были введены в практику обработки данных радиозондирования с 1 января 1961 г. [31] и с 1 января 1969 г. [34]. Результаты сравнения температур воздуха на высотах выше уровня 100 гПа, рассчитанных при использовании радиационных поправок в соответствии с МУ [29, 31, 347], приведены в табл. 6, 7.

Как видно из табл. 6, радиационные поправки, рассчитанные по методике [29], значительно выше уточненных поправок методики [31]. Их разность увеличивается с высотой, достигая на уровне 10 гПа при высоте Солнца $60^\circ - 13,8^\circ\text{C}$. Таким образом, с июля 1957 г. по 1 января 1961 г. дневные значения температуры воздуха по данным радиозондов РЗ-049 выше уровня 100 гПа следует считать существенно заниженными.

Переход на радиозонды А-22 в полярных районах начал осуществляться с 1962 г. Поскольку в период зондирования с помощью системы «Малахит-А-22» в основном использовалась методика введения радиационных поправок, предложенная в МУ, вып. 25 [31], то для оценки корректировки данных радиозондирований за период с 1.01.1961 г. по 1.01.1969 г. целесообразно учитывать следующие величины $\Delta T(2-3)$, представляющие собой разность между радиационными поправками, введенными на основе МУ, вып. 25 [31] и МУ, вып. 38 [34], приведенные в табл. 7.

В отличие от табл. 6, из которой следует, что радиационные поправки по [29] были завышены, особенно на уровне 10 гПа, табл. 7 показывает, что поправки по методике [31] по сравнению с последующей [34] оказались заниженными. Это означает, что за период наблюдений с 1961 по 1968 г. показания радиозондов в свет-

Таблица 7

Радиационные поправки для радиозонда А-22 в методиках МУ, вып. 25 [31] и вып. 38 [34] для различных высот зондирования

Высота(км)/ Давление (гПа)	Методика	Высота Солнца						Средняя $\Delta T(2-3)$, °C
		10°	20°	30°	40°	50°	60°	
16,2/100	МУ, вып. 25	-0,6	-0,8	-0,9	-1,0	-1,1		0,2
	МУ, вып. 38	-0,8	-1,0	-1,0	-1,2	-1,4	-1,5	
	$\Delta T(2-3)$	+0,2	+0,2	+0,1	+0,2	+0,3	+0,4	
20,6/50	МУ, вып. 25	-1,1	-1,4	-1,6	-1,7	-1,8	-1,9	0,3
	МУ, вып. 38	-1,2	-1,6	-1,7	-2,1	-2,3	-2,5	
	$\Delta T(2-3)$	+0,1	+0,2	+0,1	+0,4	+0,5	+0,6	
23,8/30	МУ, вып. 25	-1,5	-1,9	-2,2	-2,4	-2,5	-2,7	0,6
	МУ, вып. 38	-1,8	-2,2	-2,5	-3,0	-3,4	-3,7	
	$\Delta T(2-3)$	0,3	0,3	0,3	0,6	0,9	1,0	
26,4/20	МУ, вып. 25	-2,0	-2,5	-3,0	-3,2	-3,3	-3,5	0,9
	МУ, вып. 38	-2,5	-2,9	-3,5	-4,1	-4,6	-5,0	
	$\Delta T(2-3)$	0,5	0,4	0,5	0,9	1,3	1,5	
31,2/10	МУ, вып. 25	-3,1	-4,0	-4,7	-5,1	-5,3	-5,6	1,7
	МУ, вып. 38	-3,9	-4,9	-5,8	-7,0	-7,8	-8,4	
	$\Delta T(2-3)$	0,8	0,9	1,1	1,9	2,5	2,8	

лое время суток должны быть уменьшены на соответствующие средние разности. Введение радиационных поправок по методике [34] применяется в настоящее время для всех последующих типов радиозондов: РКЗ-2, РКЗ-5, МАРЗ-2-2, МРЗ-3А.

ИЗМЕРЕНИЯ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА

Как известно, влажность воздуха играет значительную роль в целом ряде метеорологических процессов. В то же время проблема измерения влажности в свободной атмосфере является одной из важнейших в современной аэрологии, поскольку точность ее измерения радиозондами нельзя считать удовлетворительной. Несмотря на то, что существует большое количество методов измерения влажности, до сих пор в наиболее массовом сетевом радиозонде МРЗ-3А используется датчик влажности, не позволяющий получать достоверную информацию о влажности воздуха, особенно при отрицательных температурах. Используемый в указанном радиозонде датчик из животной пленки относится к сорбционно-деформационным датчикам. Такие же датчики использовались начиная с 1962 г. для измерения влажности в радиозондах А-22-3 (4), РКЗ-2, РКЗ-5 и МАРЗ-2-2. Следует отметить, что животная пленка в 2–3 раза чувствительнее волоса и имеет меньшую температурную зависимость, однако из-за значительного увеличения инерционности все пленочные датчики удовлетворительно работают лишь до высот 5–7 км.

Метрологические характеристики пленочных датчиков влажности описаны в работах [1, 2, 3, 7, 44, 48]. Выполненный в этих работах анализ показал, что погрешность датчиков влажности в нормальных условиях в конце гарантийного срока не превышает 15 %. При этом ряд погрешностей, обусловленных влиянием оболочки, выделением водяного пара батареей питания и т.д., учесть невозможно.

Для учета влияния температуры воздуха на результаты измерения влажности в работе [34] на основе экспериментальных данных была предложена эмпирическая формула, описывающая влияние температуры на статистические характеристики преобразования (СХП) пленочного датчика:

$$\varphi = 0,87(1,15\varphi_{\text{изм}})^n, \quad (8)$$

где $n = 1,284 \exp(-0,0125T)$; φ – действительное значение относительной влажности; $\varphi_{\text{изм}}$ – измеренное значение относительной влажности; T (°C) – температура датчика.

Формула (8) достаточно корректно описывает влияние температуры на СХП пленочного датчика и может быть использована для введения поправок в показания сетевых радиозондов типа А-22, РКЗ, МРЗ. При ее использовании систематическая составляющая погрешности пленочных датчиков будет уменьшена с 20 % до 4 %.

Следует учитывать, что при попадании радиозонда в облака или в зону осадков на высотах до 5–7 км может иметь место смачивание датчика. Погрешность измерений, возникающая за счет смачивания, приводит к завышению верхней границы облачности, поскольку смоченный датчик при выходе из облака некоторое время показывает повышенную влажность воздуха. Время, в течение которого наблюдается эффект смачивания, можно оценить [15] по формуле:

$$t = \Phi/W_M, \quad (9)$$

где W_M – скорость испарения воды с единицы поверхности; $\Phi = 150 \text{ г/м}^2$ – влагоемкость чувствительного элемента пленочного датчика влажности.

Результаты расчетов показывают, что время высыхания датчика составляет около 10 мин для тропосферы и до 70 мин для стратосферы. Это означает, что при скорости подъема радиозонда 5 м/с завышение толщины облачного покрова по данным описанного выше датчика может достигать 2–3 км.

По требованию Всемирной метеорологической организации (ВМО) погрешность измерения относительной влажности не должна превышать +5 % в тропосфере и +10 % в стратосфере. Этим требованиям отвечают разработанные в настоящее

время радиозонды МРЗ-3А*, АК2 и РФ-95, в которых датчиком влажности служит тонкопленочный конденсатор со специальным полимерным диэлектриком толщиной 1 мкм. Постоянная времени такого датчика в нормальных условиях не превышает 10 с, а допускаемая погрешность измерения по каналу относительной влажности не более 7 %. Радиозонды типа АК2 начали применяться на аэрологической станции Мирный с 2009 г.

ИЗМЕРЕНИЕ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ (ВЫСОТЫ ПОДЪЕМА) РАДИОЗОНДА

Главной причиной погрешности измерения атмосферного давления радиозондами с помощью anerоидных датчиков являются их температурная зависимость, гистерезис и упругое последствие. Для исключения гистерезиса радиозонд градуируется как при уменьшении давления, так и при его росте. Упругое последствие частично устраняется посредством «массирования» барокоробок. Однако для коробок из фосфористой бронзы остаточное влияние гистерезиса может составлять 1–2 гПа, а величина упругого последствия – 3–7 гПа. С внедрением радиозондов А-22-3 [31] с anerоидными коробками, изготовленными из специальных сортов стали, имеющих температурный коэффициент в 10–30 раз меньший, чем у фосфористой бронзы, погрешность измерения за счет влияния температуры была существенно снижена. Тем не менее в работах [28, 24] было рекомендовано использовать данные радиозондирования, выполненных радиозондом А-22-3, лишь до высоты 30 км, а достоверными считать данные только до высоты 25 км.

При расчете высоты изобарических поверхностей барометрическим методом в простейшем виде используется барометрическая формула для изотермической атмосферы [12]:

$$H_p = 18409,988 \lg(P_0/P)(1 + T_{\text{pop}}/273,15), \quad (10)$$

где H_p – высота, на которой измерено давление воздуха P (высота изобарической поверхности); P_0 – давление воздуха у поверхности Земли; T_{pop} – средняя температура воздуха между уровнями давления P_0 и P .

При радиолокационном методе определения высоты подъема радиозонда ошибка измерения определяется соотношением:

$$\Delta H_p = -D \cos \delta \Delta \delta + \sin \delta \Delta D, \quad (11)$$

где D , ΔD – измеренное расстояние до зонда и инструментальная ошибка его измерения; δ , $\Delta \delta$ – измеренный угол между направлением на зонд и горизонтом и его инструментальная ошибка.

Методика расчета высот изобарических поверхностей приведена в работах [28, 37]. Сравнение погрешностей определения высоты подъема радиозонда барометрическим и радиолокационным методами, выполненная в [28], показало, что в тропосфере более точными являются высоты, определенные барометрическим методом (при прямых измерениях давления); а в стратосфере – высоты, рассчитанные по данным радиолокационных измерений. При этом, поскольку при зондировании радиозондом РЗ-049 для обработки применялась барометрическая формула для сухого воздуха, необходимо, согласно [35], введение поправки на влажность воздуха.

В соответствии с [36] при зондировании системой «Метеорит-РКЗ» для расчета давления по высотам стали учитывать не геометрическую, а геопотенциальную высоту. Уточнение методики обработки давления потребовало внедрения новой стандартной атмосферы (ГОСТ 4401-73). Начиная с 1950 г. расчет высот изобарических поверхностей производился с помощью гипсометрических таблиц [41], рассчитанных А.Т.Бергун по барометрической формуле, в основу которой была положена барометрическая постоянная, равная 8000 (для используемого при обработке круга А-57). В то же время ГОСТ 4401-73 установил барометрическую

постоянную равной 7995,352 (для круга А-57М). Оценки систематических погрешностей при использовании более ранней барометрической постоянной для расчета геопотенциальных высот составили: на уровне 500 гПа – 4 м; 100 гПа – 12 м; 10 гПа – 25 м; 5 гПа – 48 м.

В соответствии с работами [23, 24, 26, 28, 36] был сделан вывод о том, что при зондировании атмосферы системой «Метеорит-РКЗ» с использованием геометрической высоты подъема радиозонда, определяемой по радиолокационным данным, для определения геопотенциала на заданном уровне допустимо применение барометрической формулы для изотермической атмосферы с учетом влажности воздуха.

Наиболее информативными для прогноза погоды данными радиозондирования являются высоты геопотенциала изобарических поверхностей и давление на уровнях особых точек (аэрологическая телеграмма по коду КН-04). Для оценки погрешности расчета давления на стандартных уровнях и уровнях особых точек используется формула, приведенная в [48]:

$$\Delta P_n = \Delta P_{n-1} - \frac{P_{n-1}}{R} q \left[\frac{\Delta(Z_n - Z_{n-1})}{T_v^2} \Delta \bar{T}_v \right] \cdot \exp \left[-\frac{q}{R} \frac{Z_n - Z_{n-1}}{T_v} \right], \quad (12)$$

где ΔP_n , ΔP_{n-1} – погрешности определения давления на верхней и нижней границах исследуемого слоя ($Z_n - Z_{n-1}$); $\Delta \bar{T}_v$ – погрешность определения средней виртуальной температуры слоя; $\Delta(Z_n - Z_{n-1})$ – погрешность определения толщины слоя.

Погрешности определения высот геопотенциала изобарических поверхностей вычисляются по формуле из [28]:

$$\Delta H_n = H_n \frac{\Delta \bar{T}_n}{\bar{T}_n}, \quad (13)$$

где $\Delta \bar{T}_n$ – погрешность средней температуры слоя; \bar{T}_n – средняя температура слоя; H_n – высота геопотенциала изобарической поверхности.

Оценив погрешности определения давления можно получить и оценки погрешности геопотенциала:

$$\Delta h_{2n} = -\frac{T}{\lambda} \ln \left(\frac{P + \Delta P}{P} \right), \quad (14)$$

где Δh_{2n} – геопотенциальная высота слоя, $\alpha = q/R$; \bar{T} – средняя температура воздуха в слое.

Сравнения средних ошибок радиозондов различных типов по давлению и высоте приведено в таблице 8 из работы [13]. Как видно из табл. 8, значение давления у радиозондов РЗ-049 и А-22-3 систематически занижены, что приводит к завышению барометрических высот по сравнению с радиолокационными. Барометрическое определение высот имеет наименьшую погрешность для РКЗ-1, затем А-22-3, наименее точным является зонд РЗ-049 [18].

Таблица 8

Средние погрешности радиозондов различных типов по давлению (гПа) и высоте (м)				
Погрешности	РЗ-049	А-22-3	РКЗ-1	Радиолокация
ΔP	-1,7	-2,75	0,7	0
ΔH	419	373	60	0
ΔH_p	230	373	-95	0
ΔH_t	189	00	155	0
ΔH_m	2,6	00	2,1	0

Примечание. $\Delta H = \Delta H_p + \Delta H_t$, $\Delta H_p = b \Delta P$, $\Delta H_t = H \Delta t_m / 273$, b – барометрическая ступень, м

СРОКИ ЗОНДИРОВАНИЯ

Необходимость учета суточного хода метеорологических параметров атмосферы при климатических исследованиях обуславливает большое значение информации о сроках, в которые производилось зондирование. Поскольку обсерватория Мирный обладает наиболее длинным рядом наблюдений, то изменения сроков радиозондирования в течение всего периода наблюдений удобно проследить по этой станции. С 12 апреля 1956 г. — сроки зондирования 06 и 18 часов московского декретного времени. С 1 февраля 1957 г. до мая 1967 г. сроки наблюдений 06 ч 12 мин, 18 ч 12 мин, 12 ч 12 мин и 00 ч 12 мин по местному среднесолнечному времени. С 1 мая 1967 г. были установлены сроки выпуска 05 ч 42 мин, 11 ч 42 мин, 17 ч 42 мин, 23 ч 42 мин (местное среднесолнечное время). Было установлено резервное время 30 мин до срока, то есть фактическое время выпуска 05 ч 12 мин и т.д. С 1983 г. — стандартные сроки выпуска радиозондов 00, 12, 06, 18 по Гринвичу (ГМТ) с сохранением резервного времени выпуска. С марта 2000 г. по настоящее время в обсерватории Мирный проводится одноразовое зондирование.

Изменения в программе наблюдений и времени зондирований имели место и на других антарктических станциях. Так, на станции Молодежная с 9-й САЭ (1964 г.) по 14-ю САЭ (1969 г.) проводилось одноразовое зондирование; с 15-й САЭ (1970 г.) по 36-ю САЭ (1991 г.) — двухразовое зондирование, с марта 1992 г. (37-я САЭ) по 1.02.1998 г. (43-я РАЭ) — одноразовое зондирование. На всех других станциях: Новолазаревская, Восток, Беллинсгаузен, Ленинградская — в течение всего рассматриваемого периода проводилось одноразовое зондирование атмосферы в срок 00 по Гринвичу, а в периоды МГИ (Международный Геофизический календарь) проводилось двухразовое зондирование (дополнительно в 12 ГМТ), за исключением станций Беллинсгаузен и Ленинградская, на которых проводилось только одноразовое зондирование.

Как видно из вышеизложенного, синхронизация данных наблюдений для анализа климата атмосферы, особенно с точки зрения исследований его долгосрочной изменчивости, представляет весьма нетривиальную задачу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье изложены основные особенности организации и методов обработки аэрологических наблюдений в Антарктиде. В течение рассматриваемого периода имели место и другие изменения (определение высот главных изобарических поверхностей, ускоренный способ обработки ветровых данных по условной вертикальной скорости подъема радиозонда, различные критерии выбора нижней границы тропопаузы и другие), которые в той или иной степени влияли на результаты обработки и которые при использовании материалов наблюдений следует учитывать. Подробное рассмотрение всех изменений, которые имели место в течение рассмотренного длительного периода наблюдений, позволит разного рода исследователям (метеорологам, климатологам) более обоснованно и корректно осуществлять анализ и интерпретацию многолетних рядов данных аэрологических наблюдений в Антарктиде, особенно при выявлении трендов различных метеорологических параметров применительно к проблеме исследования причин глобального потепления климата.

Авторы выражают благодарность д-ру физ.-мат. наук А.П.Макитасу за помощь в подготовке и редактировании статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балагуров А.М., Фридзон М.Б. Исследование функций влияния температуры на датчики влажности радиозонда РКЗ и возможности ее нормирования // Тр. ЦАО. 1983. Вып. 151. С. 28–33.
2. Балагуров А.М., Фридзон М.Б., Дозорцев А.Р. К оценке постоянной времени сорбционных датчиков влажности радиозондов // Метеорология и гидрология. 1984. № 4. С. 114–117.

3. Балагуров А.М., Дозорцев А.Р., Немировский И.Б., Фридзон М.Б. К распределению относительной влажности в свободной атмосфере // Современное состояние аэрологических исследований в СССР и использование аэрологической информации в службе прогнозов и народном хозяйстве: Тезисы докладов III Всесоюзной конференции по аэрологии 24–30 июня 1985 г. Москва ВДНХ. М.: 1985. С. 126–128.
4. Гайгеров С.С. Аэрология полярных районов. М.: Гидрометеоздат, 1964. 304 с.
5. Гутерман И.Г. Радиационная ошибка гребенчатого радиозонда // Метеорология и гидрология. 1955. № 5. С. 49–52.
6. Демидова В.Н., Решетов В.Д., Тихомирова Н.Д. Ошибки измерения высот изобарических поверхностей в стратосфере // Тр. ЦАО. 1976. Вып. 118. С. 10–16.
7. Дозорцев А.Р. К измерению влажности стратосферы радиозондами // Метеорология и гидрология. 1983. № 7. С. 116–119.
8. Зайцева Н.А., Ахметьянов Р.К., Кархунен П. О результатах сравнения радиозондов советского и финского производства // Метеорология и гидрология. 1989. № 1. С. 105–110.
9. Зайцева Н.А. Аэрология. Л.: Гидрометеоздат, 1990. 322 с.
10. Зайчиков П.Ф. Предварительные результаты обработки материалов наблюдений 2-го международного сравнения радиозондов // Тр. ЦАО. 1957. Вып. 22. С. 51–59.
11. Зайчиков П.Ф. Методика определения радиационных поправок к показаниям температуры радиозондами А-22, РКЗ-1 и РЗ-049 по данным разностей «день минус ночь» // Тр. ЦАО. 1962. Вып. 43. С. 10–21.
12. Зайчиков П.Ф. Защиты термодатчиков РЗ-049, А-22-III и РКЗ-1 от радиации // Тр. ЦАО. 1962. Вып. 43. С. 22–34.
13. Зайчиков П.Ф. Некоторые дополнения к методу «тройного контроля». Точность независимых способов определения высоты поднимаемой системы // Тр. ЦАО. 1964. Вып. 60. С. 43–53.
14. Иванов А.А., Кац А.П., Курносенко С.И., Нэш Дж., Зайцева Н.А. Сравнение радиозондов по Международной программе ВМО этап III (Заключительный отчет за 1989 г.). Комиссия по приборам и методам наблюдений ВМО. Женева. 1991. Отчет № 40, 126 с.
15. Иванов В.Э., Фридзон М.Б., Ессяк С.П. Радиозондирование атмосферы. Технические и метрологические аспекты разработки и применения радиозондовых измерительных средств. Екатеринбург: УРО РАН. 2004. 596 с.
16. Казакова Н.Н. О сравнениях данных температурно-ветрового зондирования, полученных разными системами // Тр. АНИИ. 1998. Т. 409. С. 93–111.
17. Кархунен П., Трифионов Г.П., Юрманов В.А. Сравнение советской системы радиозондов «Метеорит-2-МАРЗ-ОКА-3» с финской «MicroCoга» // Метеорология и гидрология. 1987. № 11. С. 111–115.
18. Коковин Н.С. Радиотелеметрия зондирования атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1966. 163 с.
19. Кречмер М.В. Ошибка измерения скорости и направления ветра из-за неточного измерения координат // Труд ЦАО. 1966. Вып. 74. С. 89–95.
20. Кречмер М.В., Шляхов В.И., Глаголев Ю.А. и др. Некоторые результаты сравнений аэрологических радиотермометров // Метеорология и гидрология. 1969. № 10. С. 98–102.
21. Кузенков А.Ф., Шляхов В.И. Реализация программы международных сравнений аэрологических радиозондов // Тр. ЦАО. 1976. Вып. 118. С. 33–39.
22. Марфенко О.В. Случайные ошибки радиозонда РЗ-049 // Тр. ЦАО. 1957. Вып. 22. С. 35–39.
23. Марфенко О.В. Случайные ошибки измерений метеозаписей в свободной атмосфере радиозондами А-22-IV и РКЗ-1А // Тр. ЦАО. 1962. Вып. 43. С. 35–41.
24. Марфенко О.В. К вопросу о достоверности высоких подъемов радиозондов А-22-III(IV) // Труды ЦАО. 1964. Вып. 60. С. 34–42.
25. Марфенко О.В., Маркелова К.И. Результаты исследования радиационных ошибок радиозонда РКЗ с термистором в условиях полета // Тр. ЦАО. 1965. Вып. 67. С. 24–30.
26. Марфенко О.В. Оценка точности результатов радиозондирования на аэрологической сети Советского Союза // Метеорология и гидрология. 1969. № 3. С. 14–21.
27. Марфенко О.В. Температурные ошибки радиозонда РКЗ-2 и методика его эксплуатации // Тр. ЦАО. 1971. Вып. 102. С. 11–19.

28. *Марфенко О.В.* Метрологическое исследование метода измерения давления при радиозондировании атмосферы // Тр. ЦАО. 1983. Вып. 147. С. 3–9.
29. Методические указания ЦАО. Вып. 19. М.: Гидрометеиздат, 1957. 33 с.
30. Методические указания ЦАО. Вып. 23. М.: Гидрометеиздат, 1959. 34 с.
31. Методические указания ЦАО. Вып. 25. М.: Гидрометеиздат, 1960. 45 с.
32. Методические указания ЦАО. Вып. 24. М.: Гидрометеиздат, 1961. 41 с.
33. Методические указания ЦАО. Вып. 36. М.: Гидрометеиздат, 1967. 27 с.
34. Методические указания ЦАО. Вып. 38. М.: Гидрометеиздат, 1968. 50 с.
35. Методические указания ЦАО. Вып. 39. М.: Гидрометеиздат, 1968. 46 с.
36. Методические указания ЦАО. Вып. 47. М.: Гидрометеиздат, 1978. 12 с.
37. Методические указания ЦАО. Вып. 49. М.: Гидрометеиздат, 1981. 20 с.
38. Методические указания ЦАО. Вып. 53. М.: Гидрометеиздат, 1986. 30 с.
39. *Молчанов П.А.* О точности зондирования атмосферы методом радиозондов // Метеорология и гидрология. 1936. № 2. С. 30–41.
40. *Покровский В.Н., Шметер С.М.* Радиационные ошибки гребенчатого радиозонда // Тр. ЦАО. 1955. Вып. 14. С. 23–31.
41. Психрометрические таблицы. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 269 с.
42. *Решетов В.Д.* О радиационном перегреве гребенчатого радиозонда и его влиянии на результаты зондирования атмосферы // Тр. ЦАО. 1958. Вып. 24. С. 59–71.
43. *Фридзон М.Б., Шляхов В.И.* О некоторых особенностях измерения температуры радиозондами на больших высотах // Тр. ЦАО. 1971. Вып. 102. С. 130–138.
44. *Фридзон М.Б., Зайчиков Б.П., Балагуров А.М., Таланов В.Д.* Температурная зависимость узла влажности радиозонда РКЗ. Информационные материалы по гидрометеорологическим приборам и методам наблюдений // Тр. НИИГМП. 1978. Вып. 74. С. 12–14.
45. *Фридзон М.Б.* Анализ метрологического обеспечения датчиков температуры радиозондов // Тр. ЦАО. 1983. Вып. 147. С. 9–19.
46. *Фридзон М.Б.* Физическая модель погрешности измерения температуры и влажности при радиозондировании атмосферы // Тр. НИИП. 1985. Вып. 48. С. 24–37.
47. *Фридзон М.Б., Зайчиков Б.П., Хромова Н.В.* О радиационных поправках при измерении температуры радиозондами // Метеорология и гидрология. 1988. № 6. С. 126–132.
48. *Фридзон М.Б.* Оценка погрешностей измерений температуры и влажности при радиозондировании на аэрологической сети СССР // Метеорология и гидрология. 1989. № 5. С. 114–118.
49. *Фридзон М.Б.* К исследованию метрологических характеристик датчиков влажности сетевых радиозондов // Тр. ЦАО. 1990. Вып. 168. С. 48–56.
50. *Фридзон М.Б.* Оценка погрешности измерений температуры и влажности при радиозондировании атмосферы. Метеорологические исследования в Антарктике // Сб. докладов на III Всесоюзном симпозиуме. Часть II. Л.: Гидрометеиздат, 1991. С. 137–142.

N.N.KAZAKOVA, M.B.FRIDZON

ASSESSMENT OF UNIFORMITY OF THE DATA SERIES OF TEMPERATURE-WIND SOUNDING OF THE ATMOSPHERE AT THE RUSSIAN ANTARCTIC STATIONS

In order to evaluate the homogeneity of radiosonde data time series at the Russian Antarctic stations the organization of upper-air observations at Observatory Mirny over the period from 1956 to present is discussed. The description of the radiosounding systems, techniques of observations and data processing is presented.

Keywords: Antarctica, aerological observations, aerological hardware (technique, tools), uncertainty (inaccuracy), methodology, uniformity (homogeneity).

АНАЛИЗ СТАЦИОНАРНОСТИ МНОГОЛЕТНИХ РЯДОВ СЛОЯ СТОКА ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ НА ВОДОСБОРАХ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

ст. науч. сопр. Е.В.ШЕВНИНА

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, aqua@aari.nw.ru

По опубликованным данным гидрологических наблюдений рассчитаны слои стока весеннего половодья рек севера России за последние 20–27 лет. Выявлено наличие трендов по трем начальным статистическим моментам вероятностных распределений по критериям Стьюдента, Фишера и Колмогорова–Смирнова на различных уровнях статистической значимости. На основе оценок показателей Херста и индекса амплитудной вариации показано, что многолетние ряды слоя стока весеннего половодья могут быть охарактеризованы как антиперсистентный случайный процесс.

Ключевые слова: максимальный сток, вероятностные распределения, тренды статистических моментов.

ВВЕДЕНИЕ

Для долгосрочной оценки влияния изменений климата на статистические характеристики максимального стока используются стохастические модели его формирования. Решением таких моделей являются кривые плотности вероятности максимального стока, которые могут быть использованы для расчета его обеспеченных величин [4]. Из-за непродолжительности рядов наблюдений за основными видами стока, в том числе максимального, в практике гидрологических расчетов для описания его многолетних статистических характеристик ограничиваются тремя начальными моментами распределения плотности вероятности. Это позволяет описывать основные виды речного стока в рамках кривой Пирсона III типа (или ее модификации, предложенной Крицким и Менкелем) [11].

Параметризация стохастических моделей производится согласно оценкам начальных моментов вероятностных распределений стока, полученным по данным наблюдений за стационарный период его формирования [3]. Стационарность означает, что в этот период не наблюдаются статистически значимые изменения в оценках первых начальных моментов вероятностных распределений максимального стока. В настоящее время для параметризации моделей используются карты приложения к СНиП [14], на которых представлены изолинии нормы, коэффициента вариации и асимметрии (или их соотношений), по которым вычисляются начальные моменты. Построение карт проводилось по данным до 1975 г. Этот период характеризуется стационарностью начальных моментов распределений максимального стока (иначе картирование было бы невозможно). Для построения карт использовались данные наблюдений на реках, формирование стока на которых отражает зональные особенности.

С момента опубликования карт приложения к СНиП прошло более 30 лет, накоплены данные гидрологических наблюдений, которые позволяют увеличить продолжительность рядов слоя стока весеннего половодья на 20–27 лет и провести анализ стационарности (в гидрологии чаще используется термин однородность [9])

рядов максимального стока. В настоящей работе решаются следующие задачи: удлинение рядов слоя стока весеннего половодья по данным наблюдений гидрологической сети, выявление наличия статистически значимых трендов трех начальных моментов и определение вида случайного процесса на основе показателей Херста и индекса амплитудной вариации [1, 6]. Решение этих задач позволит ответить на вопрос: возможна ли параметризация прогностической модели на основе уже существующих карт или необходимо построение новых карт на основе удлиненных рядов.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Предметом исследования являются многолетние ряды слоя стока весеннего половодья. Слой стока весеннего половодья за отдельный год определяется как сумма ежедневных слоев стока за период половодья. Выделение периода половодья связано с определением даты его начала и окончания и регламентируется методическими рекомендациями Государственного гидрологического института [5]. В изданиях Государственного водного кадастра (ГВК) «Основные гидрологические характеристики» и «Многолетние данные о ресурсах поверхностных вод» опубликованы данные о слоях стока весеннего половодья за период с начала наблюдений по 1980 г. (см., например, [10]), полученные согласно [5].

Для расчета слоя стока весеннего половодья и удлинения его рядов за период 1981–2006 гг. использовались ежедневные расходы воды за период апрель–сентябрь, опубликованные в изданиях ГВК («Гидрологический ежегодник»). Расчет и удлинение рядов проводились с использованием известных требований [5], однако для автоматизации расчетов были использованы численные критерии определения дат начала и окончания половодья. Оценка погрешностей расчетов слоя стока весеннего половодья проводилась с использованием опубликованных данных (всего 283 значения) (см., например, [10]).

Удлинение многолетних рядов слоя стока весеннего половодья проводилось на примере водосборов 18 рек, расположенных в пределах водно-ресурсной экологической границы Российской Арктики [2, 7]. Площади водосборов выбранных рек составляли от 1000 до 50000 км², на них отсутствуют карст, регулирование стока и интенсивная хозяйственная деятельность, влияющая на залесенность, распаханность и озерность водосбора (табл. 1).

Наличие трендов начальных моментов выявлялось на основе оценок критериев Стьюдента (среднее), Фишера (дисперсия) и Колмогорова–Смирнова (функция распределения и коэффициент асимметрии – при определенном преобразовании исходной информации). Эти критерии традиционно используются для анализа однородности многолетних гидрологических рядов [8, 9, 11, 12] и рекомендуются нормативными документами при инженерных расчетах и построении кривых обеспеченностей различных видов стока [14, 15]. Расчет численных значений критериев проводился по скользящим 20-леткам, по методике, изложенной в работах [8, 9]. Статистическая значимость результатов оценивалась на 1, 5 и 10 % уровнях значимости. В качестве критических значений использовались ординаты распределений Стьюдента и Фишера, полученные с учетом наличия корреляции и асимметрии в эмпирических распределениях максимального стока [9]. До настоящего времени не существует общепринятого мнения о принципах назначения уровня значимости в гидрологических расчетах [13]. При проверке гипотез помимо уровня значимости оценивается и мощность критериев. В работе приведены оценки мощности критерия Стьюдента, полученные при допущении о нормальности распределения нулевой (равенство выборочных оценок первого начального момента (m_1)) и альтернативной (значимые различия в выборочных оценках m_1) гипотез. В оценке мощности критерия Стьюдента в качестве дисперсии взята выборочная дисперсия обоих рассматриваемых выборок.

**Список гидрологических постов,
данные наблюдений на которых использовались в исследовании**

Код поста	Река – Пункт	Площадь водосбора, км ²	Высота, м	Расстояние от устья, км	Период / Длина ряда
01397	М. Анюй – Островное	30000	3,00	279	1960–1997 / 38
01623	Среднекан – Среднекан	1730	240,50	7	1934–2000 / 66
01176	Бохапча – 5,4 км от устья	13600	333,68	5,4	1934–1998 / 62
03518	Нера – Ала Чубук	22300	568,25	25	1944–2002 / 59
03483	Бытантай – Асар	40000	79,74	20	1956–2002 / 45
03414	Яна – Верхоянск	45300	124,91	850	1936–2002 / 64
03403	М. Куонапка – Джалинда	20300	30,97	103	1943–2002 / 57
09425	Турухан – Янов Стан	10100	11,92	277	1941–1999 / 51
11574	Пяку-Пур – Тарко-Сале	31400	15,25	3	1954–2001 / 48
11558	Полуй – Полуй	15100	5,67	189	1953–2001 / 48
70410	Печора – Якша	9620	118,95	1506	1936–2007 / 65
70238	Вымь – Весляна	19100	80,93	151	1937–2007 / 59
70540	Сула – Коткина	8500	8,04	101	1936–2007 / 64
70334	Пинегга – Кулогоры	36700	12,84	125	1936–2007 / 56
70309	Емца – Ж.-д. мост	1860	66,62	162	1928–2007 / 64
70047	Солза – Сухие пороги	1190	77,41	39	1936–2006 / 59
71168	Поной – Каневка	10200	124,27	114	1953–2003 / 49
71044	Ура – Ура-губа	1020	1,38	3	1935–1994 / 56

Для определения вида случайного процесса формирования максимального стока использовался показатель Херста и индекс вариации [1, 6]. Расчет показателя Херста основан на использовании зависимости отношения размаха (R) отклонения к среднеквадратическому отклонению (S) от продолжительности наблюдения (M), построенные в двойном логарифмическом масштабе. При аппроксимации зависимости прямой линией определяется угловой коэффициент H , называемый показателем Херста. Подробно алгоритм расчета описан в работе [17]. В расчетах использовались удлиненные ряды слоя стока весеннего половодья начиная с 20-го члена ряда для обеспечения принятой в гидрологии погрешности оценки среднеквадратического отклонения [5].

Основным недостатком использования показателя Херста является то, что для его надежного определения требуется значительная длина массивов данных [1]. В работах [1, 16] предложено использовать индекс амплитудной вариации случайного процесса (μ), который является локальной оценкой случайной составляющей ряда и для его определения достаточно несколько десятков значений. Для расчета μ использовались зависимости изменения амплитуды ряда за выбранный временной интервал от значения интервала. Зависимости строятся в двойном логарифмическом масштабе. Подробно алгоритм расчета индекса вариации описан в работе [16]. В качестве временных интервалов для расчета m использованы 5, 10, 15, 20, 30 и 35 лет. Количество интервалов составило 5–7, в зависимости от длины исследуемого ряда слоя стока весеннего половодья.

Анализ стационарности многолетних рядов слоя стока весеннего половодья

Код поста	Уровень значимости								
	10 %			5 %			1 %		
	<i>t</i> -test*	<i>F</i> -test	<i>KS</i> -test	<i>t</i> -test*	<i>F</i> -test	<i>KS</i> -test	<i>t</i> -test*	<i>F</i> -test	<i>KS</i> -test
01397	+	-/1979	-/1977	+	-/1979	-/1977	+	-/1980	+
01623	+	-/1972	+	+	-/1977	+	+	-/1978	+
01176	-/1976	-/1977	-/1976	+	-/1977	+	+	+	+
03518	+	+	+	+	+	+	+	+	+
03403	+	+	+	+	+	+	+	+	+
03414	+	+	+	+	+	+	+	+	+
03483	+	+	+	+	+	+	+	+	+
09425	+	+	+	+	+	+	+	+	+
11558	-/1978	-/1979	-/1976	-/1978	-/1979	-/1977	-/1979	-/1979	-/1978
11574	+	+	+	+	+	+	+	+	+
70238	+	+	+	+	+	+	+	+	+
70047	+	-/1981	-/1969	+	-/1981	-/1969	+	-/1981	-/1969
70309	-/1968	-/1968	-/1981	-/1968	-/1968	-/1981	-/1968	-/1968	-/1981
70334	+	+	+	+	+	+	+	+	+
70410	+	+	+	+	+	+	+	+	+
70540	-/1983	-/1971	-/1985	-/1984	+	-/1985	-/1985	+	+
71044	+	+	+	+	+	+	+	+	+
71168	-/1973	+	-/1973	-/1973	+	-/1974	-/1975	+	+

Примечание. * – (+) тренды отсутствуют на выбранном уровне значимости; (-/1978) нарушение стационарности и год, соответствующий превышению критического значения

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Рассчитанные слои стока весеннего половодья сравнивались с данными, опубликованными в издании Государственного водного кадастра: «Основные гидрологические характеристики» и «Многолетние данные о ресурсах поверхностных вод». Выборка рассчитанных и соответствующих им опубликованных данных составила 283 значения. Принимая в качестве нулевой гипотезы о равенстве оценок начальных моментов обоих распределений, были рассчитаны статистики Стьюдента, Фишера и Колмогорова–Смирнова равные 1,71, 1,21 и 0,06 соответственно. Эти значения не превышают критические на 5 %-ном уровне значимости [9, 13]. Коэффициент корреляции между рассчитанными и опубликованными значениями слоев стока составил 0,96. Полученные удлиненные ряды слоя стока весеннего половодья используются в качестве исходного материала для дальнейшего анализа.

Рассчитанные по удлиненным рядам численные значения критериев Стьюдента (*t*-test), Фишера (*F*-test) и Колмогорова–Смирнова (*KS*-test) сравнивались с критическими значениями для различных уровней значимости (α), а превышение критических значений рассматривалось как нарушение стационарности соответствующего статистического момента. Рис. 1 иллюстрирует определение года нарушения стационарности ряда. В табл. 2 представлены результаты анализа стационарности рядов на различных уровнях значимости.

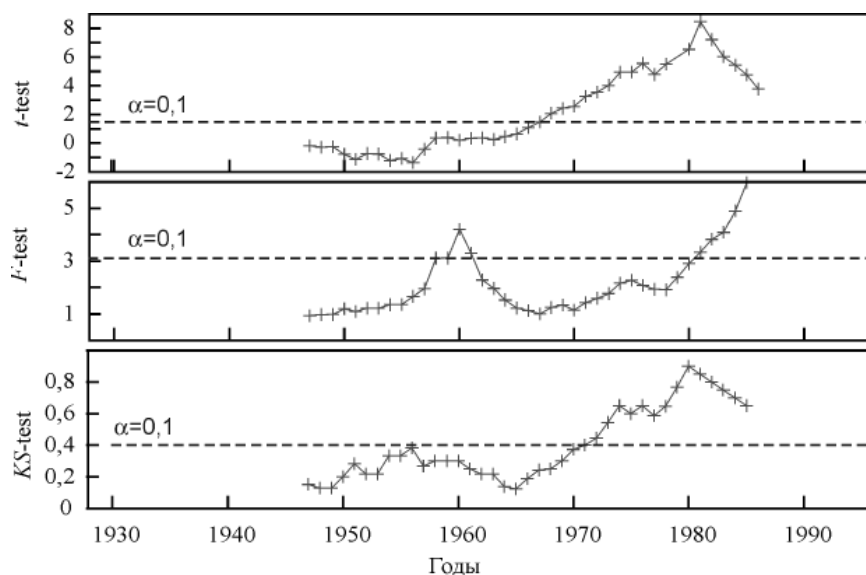


Рис. 1. Расчет критериев Стьюдента, Фишера и Колмогорова–Смирнова по скользящим 20-тилеткам и определение года нарушения стационарности рядов слоя стока весеннего половодья на 10 %-ном уровне значимости (Емца – Ж.-д. мост)

В табл. 3 представлена оценка мощности критерия Стьюдента для рядов, где выявлено нарушение стационарности по первому моменту распределения.

По результатам анализа было выявлено, что на 8 исследуемых водосборах по трем начальным статистическим моментам имеются тренды, значимые на 10, 5 и 1 %-ном уровнях значимости. Это свидетельствует о нарушении стационарности процесса формирования максимального стока на 44 % исследуемых водосборов, расположенных на территории в пределах водно-ресурсной границы Российской Арктики. При этом на 10 %-ном уровне значимости нарушение стационарности второго и третьего начального момента наблюдалось на 39 % водосборов, а первого момента лишь на 28 %. Появление трендов начальных моментов распределений следует отнести к 1978–1983 гг. Как правило, появление трендов на 1, 5 и 10 %-ном уровнях значимости выявляется в течение 1–2 лет. Большинство водосборов рек, где были выявлены тренды, располагаются в Европейской части арктической зоны (63 %) (крупные точки на рис. 2).

При объеме выборки, равном 20-ти значениям, и уровне значимости, равном 10 %, оценка мощности критерия Стьюдента составляет от 0,54 до 0,74, т.е. вероятность недопущения совершения ошибки второго рода составляет 26–46 %.

Результаты расчетов показателя Херста и индекса амплитудной вариации представлены в табл. 4. В качестве критерия точности аппроксимации по методу наименьших квадратов использовался коэффициент детерминации (R^2), а также оценка разброса точек по критерию Фишера.

В работе [16] показано, что индекс амплитудной вариации связан с показателем Херста соотношением $\mu = 1 - H$. Как видно из табл. 4, в 72 % случаев это соотношение сохраняется с точностью 0,1. Такая ситуация характерна для рядов, где зависимости $R/S = f(N/2)$ относительно хорошо ложатся на прямые, а определение углового коэффициента более «надежно» по R^2 (рис. 3, А3). В 28 % случаев однозначно определить показатель Херста не представляется возможным, поскольку точки образуют облако рассеяния (рис. 3, Б3). В этом случае кусочная аппроксимация дает более определенные результаты.

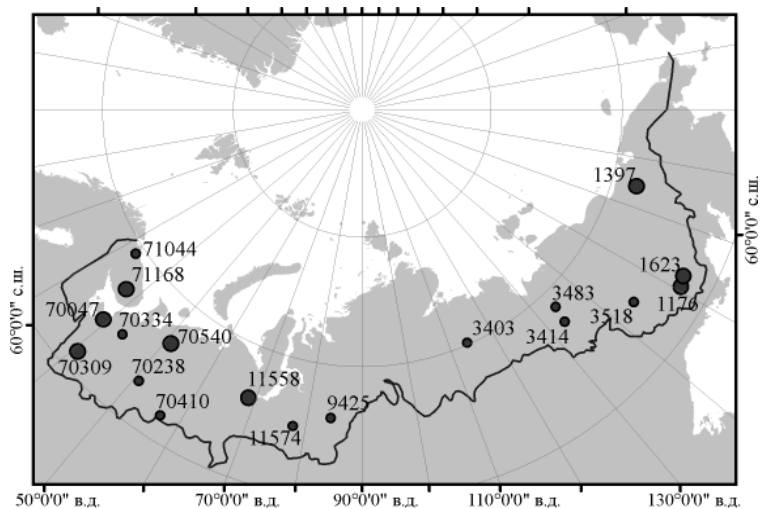


Рис. 2. Расположение водосборов, данные которых использовались при анализе однородности рядов слоя стока весеннего половодья

Нумерация пунктов соответствует табл. 1 и 2. Черной линией обозначена водно-ресурсная граница Арктического региона [2, 7]

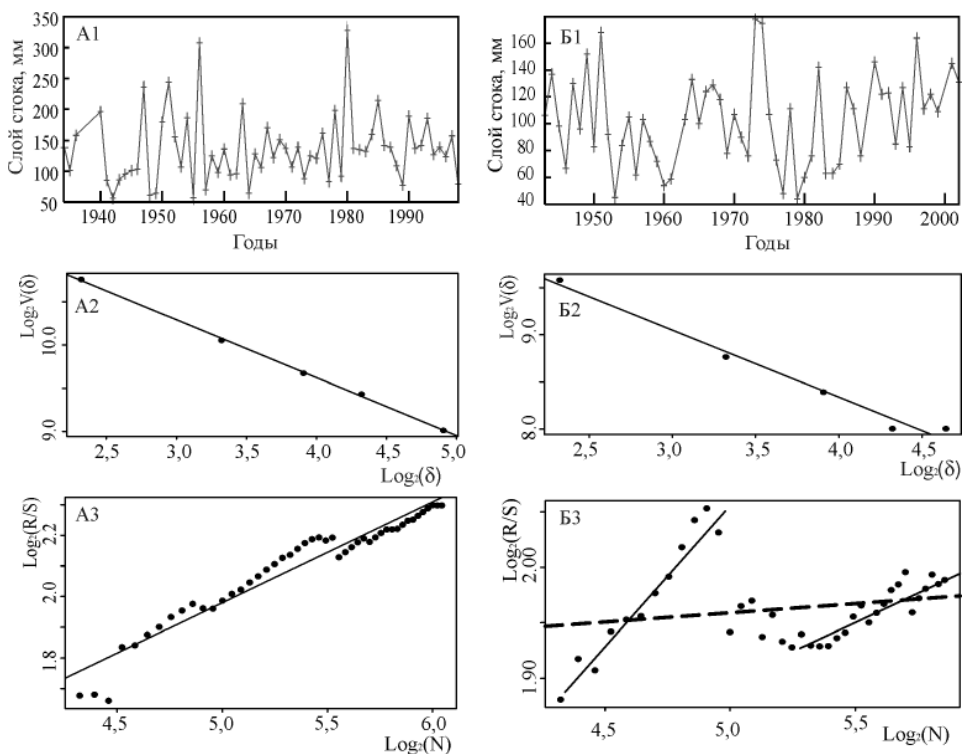


Рис. 3. Оценка вида случайного процесса формирования максимального стока (1) с использованием индекса амплитудной вариации (2) и показателя Херста (3): р. Боханча – 5,4 км от устья (А) и р. М. Куонапка – Джалинда (Б)

Таблица 3

Оценка мощности критерия Стьюдента (при числе членов выборок, равном 20)				
Код поста	Река – Пункт	Уровень значимости		
		10 %	5 %	1 %
01176	Бохапча – 5,4 км от устья	0,54		
11558	Полуй – Полуй	0,74	0,62	0,47
70309	Емца – Ж.-д. мост	0,62	0,61	0,60
70540	Сула – Коткина	0,67	0,71	0,53
71168	Поной – Каневка	0,65	0,65	0,58

На основании численных значений показателя Херста и индекса амплитудной вариации можно сказать, что процессы формирования стока весеннего половодья на большинстве водосборов рек Российской Арктики относятся к антиперсистентным ($H < 0,5$ и $\mu > 0,5$). Для таких процессов характерна знакопеременная тенденция в сочетании с относительно высоким уровнем зашумленности. Это означает, что тенденция увеличения (уменьшения) водности в прошлом указывает на вероятное уменьшение (увеличение) его в будущем. Уровень стохастичности рядов (тенденция в сочетании со случайной составляющей) слоя стока высок, в 83 % случаев $\mu > 0,70$. Ряд максимального стока р. Бытантай близок к случайному процессу типа «белого шума».

Таблица 4

Значения показателя Херста и индекса вариации многолетних рядов
слоя стока весеннего половодья рек Российской Арктики

Река – Пункт	Показатель Херста (H)	Довер. границы (95 %) H	R^2	Статист. Фишера для уравнения $\log_2(N/2) = H \log_2(R/S) + a_1$	Индекс вариации (μ)	R^2
М. Анюй – Островное	0,36	0,35–0,38	0,99	2693	0,73	0,92
Среднекан – Среднекан	0,37	0,32–0,42	0,82	198	0,72	0,98
Бохапча – 5,4 км от устья	0,33	0,30–0,33	0,94	638	0,67	0,98
Нера – Ала Чубук	0,16	0,12–0,19	0,68	86,7	0,84	0,97
Бытантай – Асар	0,08	0,05–0,11	0,49	24,0	0,54	0,97
Яна – Верхоянск	0,13	0,10–0,15	0,75	138	0,84	0,97
М. Куонапка – Джалинда	0,02	–0,01–0,04	0,04	1,67	0,71	0,98
Турухан – Янов Стан	0,01	–0,03–0,06	0,01	0,40	0,73	0,93
Пяку-Пур – Тарко-Сале	0,23	0,18–0,28	0,78	89,9	0,87	0,86
Полуй – Полуй	0,23	0,19–0,25	0,88	196,9	0,82	0,88
Печора – Якша	0,09	0,07–0,10	0,67	99,8	0,87	0,96
Вынь – Весляна	0,27	0,24–0,31	0,85	27,6	0,87	0,99
Сула – Коткина	0,17	0,15–0,20	0,81	214	0,75	0,96
Пинегга – Кулогоры	0,16	0,15–0,17	0,94	771	0,82	0,98
Емца – Ж.д. мост	0,05	0,02–0,07	0,23	17,1	0,65	0,97
Солза – Сухие пороги	0,22	0,20–0,25	0,86	290	0,92	0,98
Поной – Каневка	0,06	0,02–0,10	0,24	0,26	0,76	0,96
Ура – Ура-губа	0,22	0,17–0,27	0,70	83,2	0,81	0,91

ВЫВОДЫ

Увеличение продолжительности рядов наблюдения за слоем стока весеннего половодья на выбранных водосборах рек Российской Арктики за последние 20–27 лет корректно дополняет данные о слое стока весеннего половодья, опубликованные в изданиях ГВК. Удлиненные ряды могут быть использованы для оценки однородности рядов максимального стока. Анализ наличия значимых отклонений нормы, коэффициентов вариации и асимметрии максимального стока показал, что появление неоднородности рядов (трендов начальных моментов распределений плотности вероятности), идентифицируемых на 1, 5 и 10 % уровнях значимости, следует отнести к началу 1980-х гг. Это свидетельствует о нарушении стационарности процесса формирования максимального стока в части территории Российской Арктики. Как правило, такие нарушения связывают с изменениями климатических характеристик, изменением свойств подстилающей поверхности и/или началом водохозяйственных мероприятий на водном объекте. Поскольку выбор исследуемых водосборов производился так, чтобы объекты не подвергались значительной антропогенной нагрузке, следует предположить, что появление трендов начальных моментов может быть обусловлено изменениями климатических характеристик, прежде всего температуры воздуха и осадков.

На 95 % водосборов до конца 1970-х гг. не было выявлено трендов начальных моментов в распределениях плотностей вероятности максимального стока. Поэтому карты СНИП [14] представляют статистические характеристики стационарного периода формирования стока весеннего половодья. Эти карты могут быть использованы для параметризации стохастической модели формирования максимального стока для рек Российской Арктики.

Временные ряды слоя стока весеннего половодья являются антиперсистентными. Для них характерна «отрицательная» память: если в прошлом наблюдалось положительное приращение водности, то в будущем с высокой вероятностью будет наблюдаться отрицательное и наоборот [16].

Исследования выполнялись в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 гг. (номер гранта П740, научный руководитель: заведующий кафедрой гидрофизики и гидропрогнозов Российского государственного гидрометеорологического университета профессор В.В.Коваленко).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубовиков М.М., Крянев А.В., Старченко Н.В. Размерность минимального покрытия и локальный анализ фрактальных временных рядов // Вестник РУДН. Серия: Прикладная и компьютерная математика. Т. 3. № 1. 2004. С. 30–34.
2. Иванов В.В., Янкина В.А. Водные ресурсы Арктики, их изученность и очередные задачи исследований // Проблемы Арктики и Антарктики. 1991. Вып. 66. С. 118–128.
3. Коваленко В.В., Гайдукова Е.В., Соловьев Ф. Л. Частично инфинитное расширение фазового пространства модели формирования многолетнего речного стока для стохастически устойчивого прогнозирования катастроф // Естественные и технические науки. 2009. № 2 (40). С. 193–199.
4. Коваленко В.В. Гидрологическое обеспечение надежности строительных проектов при изменении климата. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2009. 100 с.
5. Методические рекомендации по составлению справочника по водным ресурсам СССР. Вып. 7. Ч. 1. Половодье. Л., 1962. 107 с.
6. Найденов В.И. Нелинейная динамика поверхностных вод суши. М.: Наука, 2004. 318 с.
7. Никаноров А.М., Иванов В.В., Брызгалов В.А. Реки Российской Арктики в современных условиях антропогенного воздействия. Ростов-на-Дону, 2007. 271 с.

8. Пространственно временные колебания стока рек СССР / Под ред. Рождественского А.В. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 375 с.
9. Рекомендации по статистическим методам анализа однородности пространственно-временных колебаний речного стока. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 78 с.
10. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод. Т. 1. Вып. 12. Л.: Гидрометеиздат, 1985. С. 113–140.
11. *Рождественский А.В., Чеботарев А.И.* Статистические методы в гидрологии. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 424 с.
12. *Рождественский А.В., Сахарюк А.В.* Обобщение критериев Стьюдента и Фишера на случай коррелированных во времени и пространстве гидрологических характеристик // Тр. ГГИ. 1981. Вып. 282. С. 51–71.
13. *Рождественский А.В., Ежов А.В., Сахарюк А.В.* Оценка точности гидрологических расчетов. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 276 с.
14. СНиП 2.01.14-82. Определение расчетных гидрологических характеристик. Госстрой СССР. М.: Стройиздат, 1985. 36 с.
15. СП 33-101-2003. Определение основных расчетных гидрологических характеристик. М.: Госстрой, 2004. 74 с.
16. *Старченко Н.В.* Индекс фрактальности и локальный анализ хаотических временных рядов: Дисс. ... канд. физ.-мат. наук. М.: МИФИ, 2005. 122 с.
17. *Butakov V., Grakovsky A.* Evaluation of arbitrary time series stochastic level by Hurst parameter // Computer Modeling and New Technologies. 2005. Vol. 9. № 2. P. 27–32.

E.V.SHEVNINA

ANALYSIS OF MULTI-YEAR STATIONARY OF THE SPRING FLOOD FLOW TIME-SERIES FOR WATERSHEDS IN RUSSIAN ARCTIC

The spring flood flow for northern Russian rivers watersheds are calculated for last 20–27 years according published hydrological observations. The statistically significant trends are displayed by Student, Fisher and Kolmogorov–Smirnov tests. The type of stochastic process for the spring flood flow has been identified according Hurst criterion and index of amplitude variation.

Keywords: maximal flow, probability distribution, trends of statistical moments.

ВЛИЯНИЕ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ПАРАМЕТРОВ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ НА УРОВЕННЫЙ РЕЖИМ БЕЛОГО МОРЯ

канд. геогр. наук В.В.ДРОЗДОВ

Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), Санкт-Петербург, vladidrozdo@yandex.ru.

Рассмотрены региональные особенности циркуляции водных масс и динамики уровня Белого моря. Проанализированы степень и характер связи между различными вариантами индекса Северо-Атлантического колебания (North Atlantic Oscillation – NAO), формами циркуляции атмосферы по Вангенгейму–Гирсу и многолетней динамикой уровня Белого моря. Установлены тесные зависимости между показателями интенсивности и направленности циркуляции атмосферы и изменчивостью уровня поверхности Белого моря в различных районах.

Ключевые слова: Баренцево море, циркуляция атмосферы, уровень моря, индекс Северо-Атлантического колебания.

ВВЕДЕНИЕ

Белое море принадлежит к морям Северного Ледовитого океана, но это единственное из арктических морей, которое почти целиком лежит к югу от полярного круга, за исключением только самых северных районов. Его площадь равна 90 тыс. км², объем – 6 тыс. км³, средняя глубина – 67 м, наибольшая глубина – 350 м. Мелководность северной части моря и района Горла по сравнению с центром моря – Бассейном затрудняет его водообмен с Баренцевым морем, что отражается на гидрологических условиях Белого моря.

К наиболее важным гидрологическим проблемам региона следует отнести исследование причин и закономерностей общей циркуляции вод моря, динамики уровня поверхности под влиянием региональных и крупномасштабных процессов циркуляции океана и атмосферы, а также изменчивости объемов речного стока. Очевидно, что от уровня Белого моря будет во многом зависеть интенсивность его водообмена с Баренцевым морем, что в свою очередь имеет важные гидрохимические и гидробиологические следствия. Поэтому углубление гидрологических исследований в данных направлениях позволит успешно решать задачи по оценке и прогнозу функционирования экосистемы Белого моря, рациональному управлению природопользованием, что представляет собой актуальную задачу нашего времени.

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА

Положение акватории Белого моря на севере умеренного пояса и частично за полярным кругом, внутриконтинентальное положение обуславливают как морские, так и континентальные черты в климате моря. Это определяет значительную внутригодовую изменчивость направления ветров, соответствующих течений, уровня и водообмена с Баренцевым морем. В зимний период над северной частью европейской территории России устанавливается обширный антициклон, а над Баренцевым морем развита интенсивная циклоническая деятельность. При

значительных вторжениях относительно теплого воздуха с Атлантики наблюдаются юго-западные ветры. Смещение в район Белого моря антициклона из Арктики вызывает северо-восточные ветры. Летом над Баренцевым морем обычно устанавливается антициклон, а к югу и юго-востоку от Белого моря развивается интенсивная циклоническая деятельность. Эти важные климатические особенности способны существенно влиять на гидрологические условия моря. Пресные воды, поступающие в Белое море в значительном количестве (в среднем $215 \text{ км}^3/\text{год}$) за счет стока рек Северная Двина, Онега и Мезень, повышают уровень воды в нем, вследствие этого избыток воды стекает через Горло в Баренцево море, чему способствует преобладание зимой юго-западных ветров [1, 2]. Вследствие разности плотностей вод Белого и Баренцева морей возникает течение из Баренцева моря. Из Белого моря ежегодно вытекает примерно 2200 км^3 воды, а втекает в него около $2000 \text{ км}^3/\text{год}$. Следовательно, за год возобновляется значительно более $2/3$ всей массы глубинной (ниже 50 м) беломорской воды [7, 8].

Горизонтальная циркуляция вод Белого моря складывается под совокупным воздействием ветра, речного стока, приливов, компенсационных потоков, поэтому она разнообразна и сложна в деталях. Результирующее движение образует направленное против часовой стрелки перемещение вод, свойственное морям Северного полушария. На рис. 1 показаны направления основных поверхностных течений Белого моря [8], а условным знаком обозначены посты многолетних наблюдений за уровнем моря, данные по которым анализируются в настоящей работе. Вследствие сосредоточения речного стока главным образом в вершинах заливов создаются предпосылки для формирования здесь сточного течения, направленного в открытую часть Бассейна. Под влиянием силы Кориолиса движущиеся воды прижимаются к правому берегу и из Двинского залива направляются в Горло. У Кольского берега проходит течение из Горла в Кандалакшский залив, из которого воды движутся вдоль Карельского берега в Онежский залив и вытекают из него у его правого берега. На границе заливов и Бассейна создаются слабые циклонические круговороты, возникающие между движущимися в противоположных направлениях водами. Эти круговороты вызывают антициклональное движение вод между ними [1, 2].



Рис. 1. Направления основных поверхностных течений Белого моря и расположение постов наблюдений за уровнем моря

ИСТОЧНИКИ ДАННЫХ

В работе использованы данные из достоверных источников: монографий изданных крупными научными учреждениями РФ, статей в ведущих научных периодических научных изданиях, баз открытого доступа Государственного водного кадастра. Данные о многолетней изменчивости средних годовых значений уровенной поверхности Белого моря на различных постах наблюдений с 1925 по 1998 г. приведены в монографиях А.И.Бабкова [1], Н.Н.Филатова, А.Ю.Тержевика [15], коллективной монографии [2], статей [5, 9, 10]. Данные о многолетней динамике значений различных вариантов индексов Северо-Атлантического колебания содержатся в монографии [12], сведения о многолетней изменчивости различных форм циркуляции атмосферы по Вангенгейму–Гирсу – в статье [13]. Данные о многолетней динамике рек, впадающих в Белое море, за период с 1925 по 2005 г. приведены в монографиях [2, 15], за период с 1978 по 1992 г. – в материалах Государственного водного кадастра [4].

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ НА ДИНАМИКУ УРОВЕННОЙ ПОВЕРХНОСТИ БЕЛОГО МОРЯ ПАРАМЕТРОВ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ НАД СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКОЙ

Климат Северной Атлантики и прилегающей к ней части Северного Ледовитого океана, как известно, в значительной мере зависит от атмосферной циркуляции над этим районом, которая представлена системами низкого и высокого давления. Указанные системы называют центрами действия атмосферы, которые формируют также соответствующие вихревые структуры в океане [14]. Интенсивность переносов в атмосфере и в океане подвержена значительным колебаниям во времени вследствие того, что параметры центров действия, т.е. их положение в пространстве и интенсивность, изменяются во времени весьма заметно [11, 12]. За меру интенсивности переносов принимают разность атмосферного давления на станциях, расположенных около климатических центров действия. Эту разность давления, определяемую, как правило, в среднем за зимние месяцы, называют Северо-Атлантическим колебанием (North Atlantic Oscillation – NAO). Индекс атмосферной циркуляции NAO широко используется в мировой практике изучения колебаний климата и их причин. Во «Всемирной программе исследований климата» существует подпрограмма «Изучение изменчивости и предсказуемости климата» (Climate Variability and Predictability – CLIVAR). Среди пяти главных направлений программы CLIVAR одним из ведущих является изучение Северо-Атлантического колебания, которое способно во многом определять особенности динамики климатических и гидрологических характеристик. Существуют различные варианты индекса NAO. Наиболее часто используется разность давления между Азорскими островами (Понта-Делгада) и Исландией (Акурейри), осредненная за три зимних месяца (декабрь–февраль), – индекс NAO_1 . Представляют его непосредственно в единицах давления (гПа) или в виде отклонения от среднего в долях дисперсии [12]. Несколько реже используют разности давления между пунктами Лиссабон (Португалия) и Стиккисхоульмюр (Исландия), осредненные за четыре зимних месяца (декабрь–март), – NAO_2 . Кроме того, для характеристики Северо-Атлантического колебания применяют непосредственную разность давлений между центрами действия атмосферы – NAO_3 , а также разности давления на меридиане, между точками с координатами 45° с.ш., 30° з.д. и 60° с.ш., 30° з.д., осредненные за три зимних месяца (декабрь–февраль), – NAO_4 . Подробно все эти индексы были проанализированы в работе [12]. Было показано, что предпочтительным индексом NAO является индекс, который представляет собой первую главную компоненту разложения на естественные ортогональные функции всех четырех указанных выше индексов. Он наилучшим образом отражает колебания поля давления над Север-

Таблица 1

Коэффициенты корреляции (r) между индексами Северо-Атлантического колебания и динамикой уровня Белого моря

Уровень моря, посты	Климатические индексы				
	NAO ₁	NAO ₂	NAO ₃	NAO ₄	NAO _{об.}
Соловки	0,32*	0,401**	0,405**	0,22	0,43**
Сосновец	0,18	0,21	0,23	0,15	0,28*
Кемь-Порт	0,05	0,06	0,07	0,04	0,081
Онега-Порт	0,26	-0,28	-0,31*	-0,24	-0,33*
Кандалакша	0,17	0,204	0,21	0,15	0,22
Северодвинск	0,36*	0,404**	0,42**	0,283*	0,45**

* Соответствует 95 %-ному уровню обеспеченности, ** – 99 %-ному.

ной Атлантикой, динамику параметров центров действия атмосферы и переносы воздушных масс. Этот индекс обозначен авторами как NAO_{об.}. Данный индекс показал высокую эффективность при анализе взаимосвязей между климатическими и гидрологическими процессами в регионе Балтийского моря [6] и в Северной Атлантике в целом [12].

Для гидрологических исследований представляет также значительный интерес типизация атмосферных процессов, предложенная Г.Я.Вангенгеймом для северной части Восточного полушария и в последующем усовершенствованная им совместно с А.А.Гирсом для Западного полушария [2, 13]. Разработанная типизация макро-синоптических процессов основана на понятии элементарного синоптического процесса, в течение которого в данном районе сохраняются основные направления воздушных течений и, следовательно, знак барического поля. Все виды атмосферных процессов для Восточного полушария были подразделены на три формы атмосферной циркуляции: западная (*W*), восточная (*E*) и меридиональная (*C*).

В табл. 1 и 2 представлены результаты корреляционного анализа степени и характера связи между многолетней динамикой различных вариантов Северо-Атлантического колебания, форм циркуляции атмосферы Вангенгейма–Гирса и изменчивостью уровенной поверхности в различных районах Белого моря.

Как видно из табл. 1, наиболее значительная теснота связи положительного характера между динамикой уровня моря и Северо-Атлантическим колебанием наблюдается на станции, расположенной на Соловецких островах. При этом максимальные значения коэффициентов корреляции получены с индексами NAO_{об.} и NAO₃. В районе Горла Белого моря (Сосновец) также имеется значимая связь

Таблица 2

Коэффициенты корреляции (r) между значениями повторяемости форм атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса и динамикой уровня Белого моря

Уровень моря, посты	Формы циркуляции			Уровень моря, посты	Формы циркуляции		
	W	E	C		W	E	C
Соловки	0,601**	-0,44**	0,17	Кандалакша	0,58**	-0,62**	0,21
Сосновец	0,62**	-0,56**	0,48**	Северодвинск	0,65**	-0,25	0,23
Кемь-Порт	0,57**	-0,54**	0,27	Онега-Порт	-0,16	-0,18	0,42**

* Соответствует 95 %-ному уровню обеспеченности, ** – 99 %-ному.

между многолетними колебаниями уровня моря и $NAO_{об.}$, но теснота этой связи значительно меньше. По-видимому, это может быть объяснено тем, что в периоды усиления циклонической активности над Северной Атлантикой над Белым морем доминируют ветры западных направлений, усиливается течение вдоль южного берега Кандалакшского залива и, вследствие этого, возрастает уровень в юго-западной центральной части моря. Возрастание уровня в районе пункта Сосновец в северной части моря на фоне роста NAO , очевидно, вызывается усилением Северо-Атлантического течения и некоторым ростом поступления водных масс из Баренцева моря в Белое. Установлено, что в периоды возрастания интенсивности атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой, выражаемой в виде индексов NAO , происходит некоторое снижение уровня моря в районе устья р. Онеги. Это может объясняться тем, что уровенная поверхность в данном районе зависит, прежде всего, от динамики речного стока. Корреляционный анализ показал, что возрастание значений индекса $NAO_{об.}$ приводит к некоторому снижению объема стока р. Онеги ($r = -0,33$ при уровне обеспеченности $P = 99 \%$). Это может объясняться тем, что в периоды значительного увеличения интенсивности атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой перенос относительно теплых и влажных воздушных масс в процессе циклонической активности осуществляется через Норвежское море, Кольский полуостров и далее в район Карского моря. Бассейн р. Онеги расположен существенно южнее той траектории движения, которую имеют циклоны при возросших градиентах давления в центрах действия атмосферы Северной Атлантики. Поэтому величины атмосферных осадков и сток данной реки, а вслед за этим и уровень Белого моря в устьевой зоне несколько снижаются. В случае же ослабления градиентов давления между Азорским максимумом и Исландским минимумом траектории циклонов начинают проходить южнее [11, 12], имеют юго-восточное направление, и это способствует увеличению стока р. Онеги, а также стока других рек, впадающих в Белое море с юга. Связь между стоком Северной Двины и $NAO_{об.}$ имеет положительный характер ($r = 0,35$ и $r = 0,26$ при $P = 99 \%$). Динамика стока р. Мезень, впадающей в море с северо-восточного побережья, также демонстрирует значимую положительную связь с Северо-Атлантическим колебанием, но теснота связи ниже ($r = 0,26$ при $P = 95 \%$). Графически выявленные связи между интенсивностью циркуляции атмосферы и изменчивостью уровенной поверхности Белого моря представлены на рис. 2.

Из данных табл. 2 видно, что между многолетней динамикой уровенной поверхности Белого моря на выбранных постах и W - и E -формами атмосферной циркуляции по Вангенгейму–Гирсу отмечается достаточно тесная связь. Наибольшая теснота связи положительного характера наблюдается между западной W -формой циркуляции и динамикой уровня на станциях Северодвинск, Соловки, Сосновец. Восточная E -форма циркуляции демонстрирует обратный характер связи с колебаниями морской уровенной поверхности. Меридиональная S -форма циркуляции имеет статистически значимый положительный характер связи с только с уровнем на постах Онега и Сосновец. Графическая иллюстрация степени и характера связи между формами циркуляции атмосферы по Вангенгейму–Гирсу и уровенным режимом Белого моря представлена на рис. 3.

Установленная наиболее тесная зависимость между параметрами атмосферной циркуляции и динамикой уровня Белого моря в одном из крупнейших промышленных центров региона – Северодвинске позволяет построить модель изменчивости уровенной поверхности в виде уравнения регрессии. При этом представляется целесообразным использовать в качестве главных предикторов Северо-Атлантическое колебание ($NAO_{об.}$) и W -форму Вангенгейма. Такой подход позволит наиболее полно учесть специфику влияния на динамику уровня крупномасштабных атмосферных циркуляционных процессов как над Северной Атлантикой, так и над Арктическим регионом.

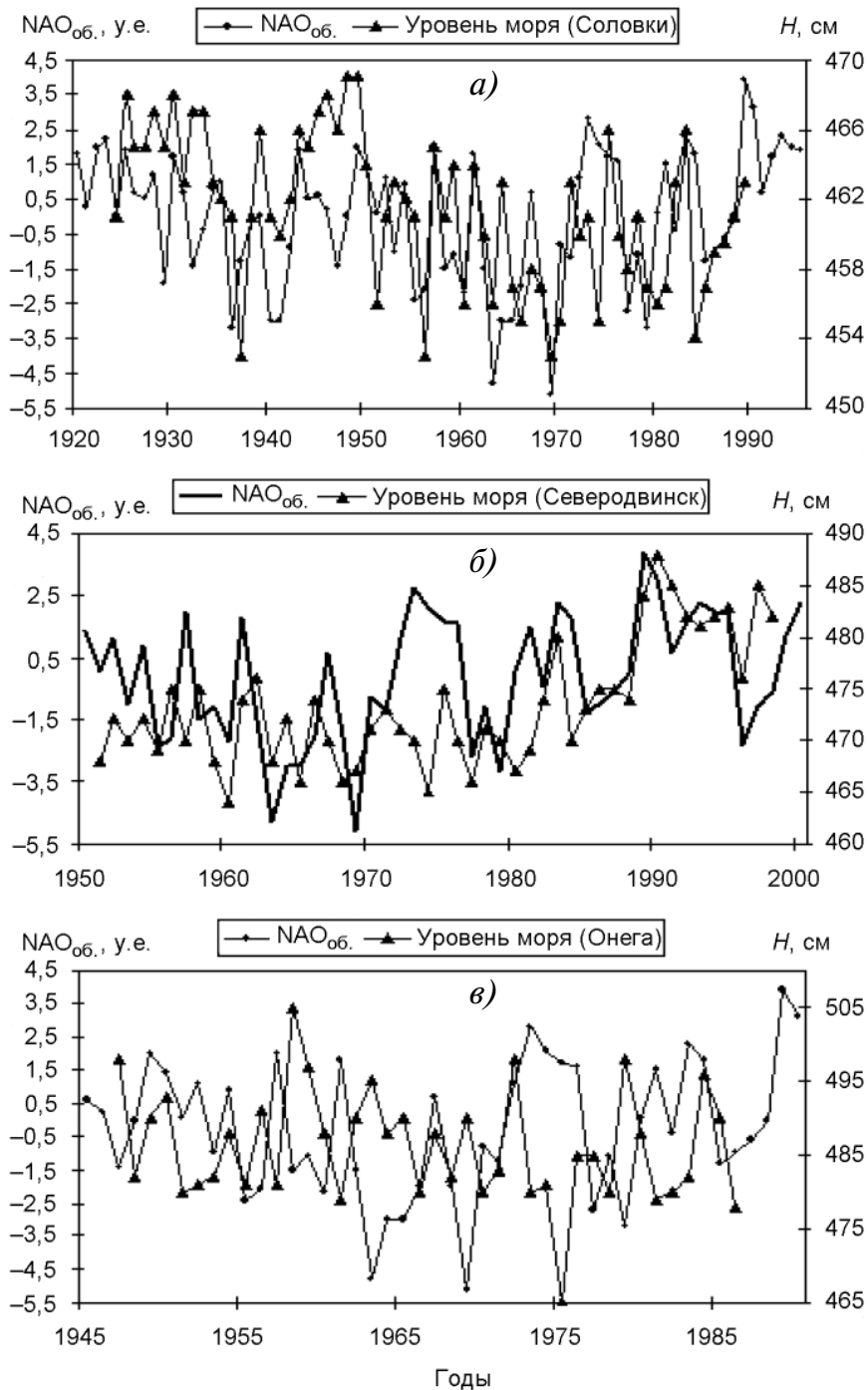


Рис. 2. Сравнение многолетней динамики обобщенного индекса Северо-Атлантического колебания с изменчивостью уровня моря на станциях Соловки (а), Сосновец (б), Онега (в)

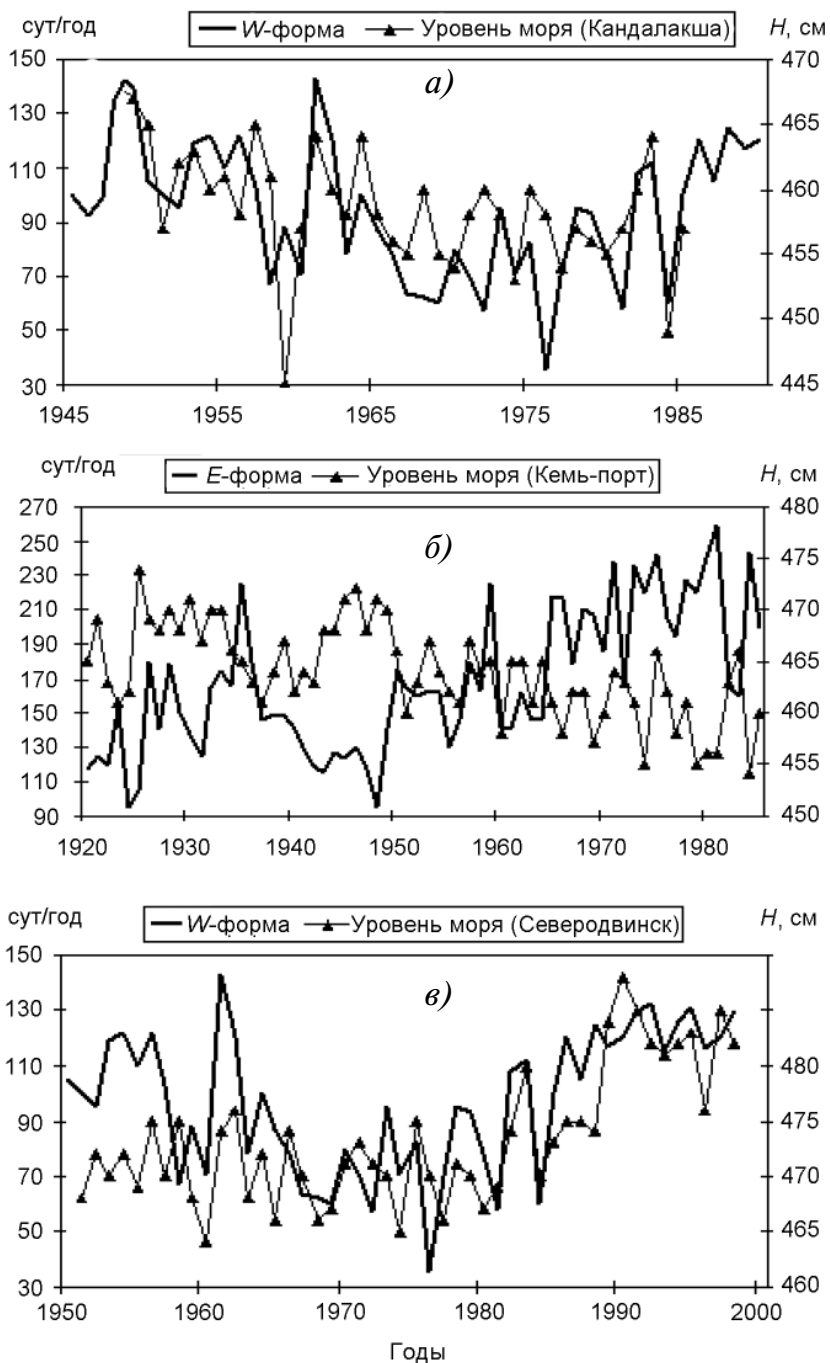


Рис. 3. Сравнение многолетней динамики повторяемости W -, E - и C -форм атмосферной циркуляции Вангенгейма–Гирса с изменчивостью уровня Белого моря в пунктах Кандалакша (а), Кемь-Порт (б), Северодвинск (в)

Уравнение множественной регрессии для средних годовых значений уровня моря (H , см) в Северодвинске имеет следующий вид:

$$\Delta H = 461,403 + 1,046\text{NAO}_{\text{об.}} + 0,125W\text{-форма}, \quad (1)$$

где $\text{NAO}_{\text{об.}}$ – обобщенный индекс Северо-Атлантического колебания (у.е.), W -форма – западная форма атмосферной циркуляции согласно типизации атмосферных процессов Г.Я.Вангенгейма и А.А.Гирса (сут/год).

Коэффициент корреляции между наблюдаемыми и рассчитанными по составленному уравнению регрессии значениями уровня моря составляет $r = 0,72$ при $P = 99,9\%$. Средняя разность между наблюдаемыми и рассчитанными значениями составляет 2 %, что позволяет использовать данное уравнение в качестве эффективной прогностической модели.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ многолетней динамики уровня Белого моря в различных районах показал наличие достаточно тесных связей с крупномасштабными параметрами циркуляции атмосферы над Северной Атлантикой и северной частью Восточного полушария. В условиях Белого моря следует признать несколько более эффективными индикаторами динамики уровенной поверхности W - и E -формы циркуляции атмосферы Вангенгейма, в то время как индексы Северо-Атлантического колебания на всех проанализированных постах обладают меньшей теснотой связи с изменчивостью уровня моря. Существенное повышение уровня в Горле Белого моря за счет увеличения объема поступления баренцевоморских вод возможно ожидать при развитии W -формы циркуляции. В устьевых зонах рек Онеги и Сев. Двины уровенная поверхность находится под значительным влиянием речного стока, величина которого в свою очередь зависит от параметров атмосферной циркуляции. Многолетняя динамика уровня моря в Северодвинске демонстрирует наиболее высокую среди других анализируемых постов наблюдений зависимость от интенсивности NAO и повторяемости W -формы атмосферной циркуляции. Таким образом, на уровенный режим Белого моря оказывают значительное влияние процессы циркуляции атмосферы как над Арктическим регионом, так и над Северной Атлантикой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабков А.И. Гидрология Белого моря. СПб.: ЗИН РАН, 1998. 95 с.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 2. Белое море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 240 с.
3. Гирс А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 280 с.
4. Государственный водный кадастр. Ежегодные данные по режиму и ресурсам поверхностных вод. Ч. 1. Реки и каналы. Архангельск, 1978–1992. Т. 0. Вып. 0–9.
5. Гордеева С.М., Малинин В.Н. О пространственно-временной классификации колебаний уровня Белого моря // Колебания уровня в морях: Сб. науч. тр. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2003. С. 21–30.
6. Дроздов В.В., Смирнов Н.П. Колебания климата и донные рыбы Балтийского моря. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2009. 249 с.
7. Елисов В.В. Оценка водного, термического и солевого балансов Белого моря // Метеорология и гидрология. 1997. № 9. С. 83–93.
8. Залогин Б.С., Косарев А.Н. Моря. М.: Мысль, 1999. С. 39–45.
9. Инжебейкин Ю.И. Колебания уровня Белого моря. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 152 с.
10. Инжебейкин Ю.И. Особенности длиннопериодных колебаний уровня Белого моря // Колебания уровня в морях: Сб. науч. тр. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2003. С. 47–56.

11. Мартынова Т.В. О колебаниях положения и интенсивности центров действия атмосферы // Метеорология и гидрология. 1990. № 4. С. 50–55.
12. Смирнов Н.П., Воробьев В.Н., Кочанов С.Ю. Северо-Атлантическое колебание и климат. СПб.: Изд-во РГГМУ, 1998. 122 с.
13. Смирнова А.И., Терзиев Ф.С., Арсенчук М.О., Яковлева Н.П. Общие закономерности изменчивости гидрометеорологического режима Балтийского и Белого морей // Метеорология и гидрология. 2000. № 11. С. 62–72.
14. Трешников А.Ф. Центры действия атмосферы и гидросферы // Проблемы Арктики и Антарктики. 1974. Вып. 43–44. С. 153–170.
15. Филатов Н.Н., Тержевик А.Ю. Белое море и его водосбор под влиянием климатических и природных факторов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. 349 с.

V.V.DROZDOV

INFLUENCE OF LARGE-SCALE PARAMETERS OF CIRCULATION OF ATMOSPHERE ON LEVELS A MODE OF THE WHITE SEA

Regional features of water masses circulation and sea level dynamics of the White Sea are considered. The character and depth complexity between different variants of the North Atlantic Oscillation (NAO) index, forms of the atmosphere's circulation (typification according to Vangengeim and Girs), long-term dynamics of the White Sea sea level are analyzed. Close relationship between the indexes of atmosphere's activity, direction of circulation and variability of the sea level of the different areas of the White Sea are established.

Keywords: White Sea, atmosphere's circulation, sea level, North Atlantic Oscillation (NAO) index.

ОЦЕНКА ОТРАЖАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ ПОДВОДНЫХ ЧАСТЕЙ АЙСБЕРГОВ В ЗАДАЧАХ ДАЛЬНОЙ ГИДРОЛОКАЦИИ ОПАСНЫХ ЛЕДЯНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

д-р техн. наук А.В.БОГОРОДСКИЙ¹, д-р физ.-мат. наук Г.А.ЛЕБЕДЕВ²

¹ОАО «Концерн «Океанприбор»», Санкт-Петербург, mail@oceanpribor.ru

²ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, lebedev@arfi.nw.ru

Выполнена теоретическая оценка возможных значений и свойств сечения обратного рассеяния подводных частей баренцевоморских айсбергов на низкой частоте при их аппроксимации шероховатыми (гофрированными) цилиндрами конечных размеров. Показано, что отражающая способность подводных частей айсбергов, определяемая в соответствии с принятой моделью, позволяет отнести последние к крупным гидролокационным целям, являющимся объектами дальней гидролокации.

Ключевые слова: гидролокация, гидроакустические средства, айсберги, гидротехнические сооружения, безопасность, обнаружение, сечение рассеяния, сила цели, модель.

В целях обеспечения безопасности морских гидротехнических сооружений в шельфовой зоне замерзающих морей, целесообразно комплексно использовать вместе с уже традиционными (авиационными, спутниковыми) каналами получения информации о таком виде опасных ледовых образованиях (ОЛО), как айсберги, также и гидроакустический [2].

При этом предполагается, что гидроакустические средства, входящие в состав гидроакустического канала получения информации об ОЛО, должны обеспечивать решение следующих основных задач:

- поиск из-под воды айсбергов, стамух и дрейфующих паковых льдов на возможно больших дистанциях от точки наблюдения;
- оценка морфометрических характеристик (осадки и протяженности) подводных частей дрейфующих айсбергов;
- оценка морфометрических характеристик (осадки, толщины и рельефа нижней границы) дрейфующих паковых льдов.

Исходя из этого, эффективность гидроакустического канала получения информации об ОЛО в основном будет определяться характеристиками того гидроакустического средства (или системы), которое обеспечивает решение первичной и, видимо, приоритетной задачи канала – обнаружение из-под воды дрейфующих айсбергов на возможно больших дистанциях от точки наблюдения.

Под «возможно большими» будем понимать дистанции, находящиеся в диапазоне от 3 до 100 км, т.е. не превышающие минимального значения радиуса зоны безопасности гидротехнического сооружения, которое определено в работе [9].

Как показано в работе [2], дальность действия существующих высокочастотных гидроакустических средств поиска и обнаружения ОЛО (в частности, вперёдсмотрящих 3D-гидролокаторов), разработанных для обитаемых подводных

носителей типа подводной лодки, не превышает 3,0 км, что не обеспечивает минимально необходимый радиус зоны безопасности.

Попытки оценить возможности существующих активных низкочастотных гидроакустических средств обнаружения подводных объектов применительно к задаче дальнего обнаружения айсбергов, равно как и попытки разработать технический облик специализированной гидролокационной системы, решающей подобную задачу, наталкиваются на принципиальный и до настоящего времени не решенный вопрос об отражающей способности (силе цели, эффективной поверхности обратного рассеяния) таких гидролокационных целей и методах ее расчета.

Следует отметить, что акустические свойства подводных частей айсбергов изучены весьма мало. В настоящее время большинство исследователей сходятся лишь во мнении, что айсберг, даже относительно небольшой, представляет собой крупную гидролокационную цель. Однако количественных данных о частотных и угловых зависимостях силы рассеяния акустических колебаний подводными частями айсбергов в научной литературе практически нет. Известно также, что рельеф поверхности и конфигурация подводных частей айсбергов обладают значительным многообразием и временной изменчивостью, что не может не влиять на их способность отражать и рассеивать акустическую энергию, однако каких-либо общепринятых физической и геометрической моделей подводных частей айсбергов нами не найдено.

Учитывая изложенное, задача оценки отражающей способности подводных частей айсбергов вообще и айсбергов Баренцева моря в частности представляется весьма актуальной. Рассмотрим один из вариантов решения этой задачи, базирующийся на методах расчета отражения и рассеяния акустических полей на шероховатых телах конечных размеров, каковыми, по нашему мнению, можно представить подводные части айсбергов.

Предлагаемая нами приближенная геометрическая модель подводной части айсбергов Баренцева моря разработана на основе данных, приведенных в работах [10, 11].

В работе [10] показано, что при моделировании процесса стационарной буксировки айсбергов различных размеров вертикальные поперечные сечения их подводных частей могут быть корректно представлены как прямоугольники, а сами подводные части как соответствующие прямые круговые цилиндры, изображенные на рис. 1. Автор выделяет 5 типоразмеров вертикального поперечного сечения, которые характерны для айсбергов Баренцева моря. Из этого ряда мы будем рассматривать два крайних типоразмера – малый айсберг, характерная площадь вертикального поперечного сечения $S_1 = 300 \text{ м}^2$, и крупный айсберг, с характерным значением площади вертикального поперечного сечения $S_2 = 5000 \text{ м}^2$ (рис. 1).

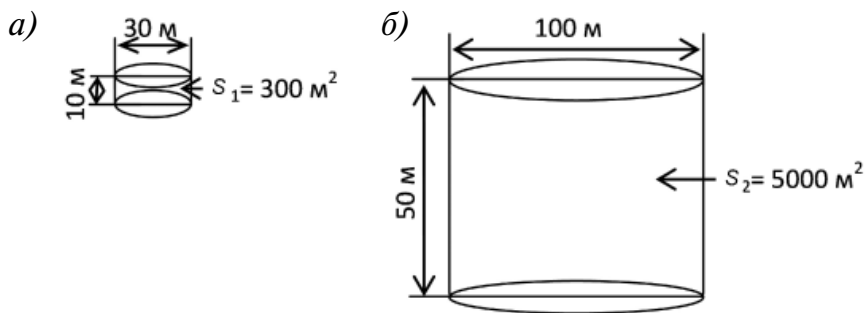


Рис. 1. Модель формы и размеров подводных частей айсбергов Баренцева моря: а – малый айсберг; б – крупный айсберг; S_i – площадь вертикального поперечного сечения

Следует отметить, что размеры цилиндров, моделирующих подводные части малого и крупного айсбергов (осадка, плановые размеры), приведенные на рис. 1, по порядку величины совпадают со статистическими оценками этих параметров, полученными по результатам анализа визуальных наблюдений надводных частей айсбергов Баренцева моря [7]. При этом размерения крупного айсберга (по терминологии работы [10]) близки к размерениям среднестатистического айсберга, приведенным в работе [7].

Поверхность подводной части айсберга, а значит, и поверхность аппроксимирующего цилиндра нельзя считать гладкой. Судя по данным работы [11], поверхность подводной части айсберга имеет сравнительно крупные неровности с характерными размерами в несколько метров в виде чередующихся выпуклостей и впадин, опоясывающих цилиндр по его высоте, и малые неровности в виде неглубоких борозд (глубиной 0,15...0,2 м) с пологими краями, ориентированными вдоль образующей цилиндра. Первые из них, видимо, вызваны действием течений, омывающих подводную часть айсберга, вторые – потоками талой воды, стекающей с надводной части айсберга при ее таянии. В результате уточненную модель подводной части айсберга можно представить в виде шероховатого (в нашем случае гофрированного) цилиндра конечной длины L , с радиусом гладкой поверхности a , с крупными случайными неровностями (гофрами) $\zeta(x)$, меняющимися только по образующей цилиндра (координата x), и малыми неровностями, меняющимися только по направляющей цилиндра (рис. 2).

Предположим, что подобный цилиндр находится в однородной безграничной среде и облучается моностатическим импульсным низкочастотным гидролокатором, который затем принимает рассеянные цилиндром эхосигналы. Размеры разрешаемого гидролокатором объема (по курсовому углу и по дальности) больше соответствующих размеров цилиндра, а длина акустической волны λ , его облучающей, равна ~ 1 м. При этом размеры цилиндра таковы, что $L \gg \lambda \ll a$.

Далее предположим, что плоскость падения $\{z, x\}$ (в которой лежат волновые векторы \mathbf{k} и \mathbf{k}') акустической волны на шероховатый цилиндр параллельна оси цилиндра, а точка наблюдения рассеянного цилиндром акустического поля находится в дальней зоне, т.е. выполняется условие

$$2\pi L^2/\lambda \ll r_{1,2}, \quad (1)$$

где $r_{1,2}$ – дистанции от точек излучения (1) и наблюдения (2) до цилиндра.

Тогда, если распределение производных $w(\gamma)$ случайной функции $\zeta(x)$ подчиняется нормальному закону

$$w(\gamma) = \frac{1}{\gamma_0 \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{\gamma^2}{2\gamma_0^2}\right), \quad (2)$$

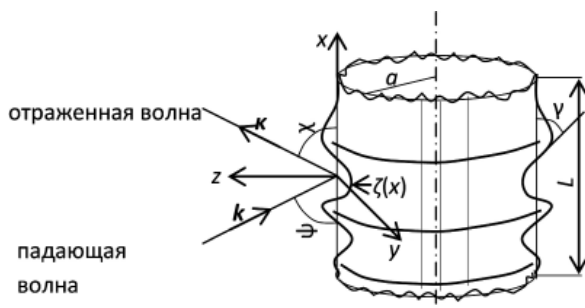


Рис. 2. Уточненная модель подводной части айсберга

где γ_0 – характерный тангенс угла наклона неровностей относительно невозмущенной поверхности; $\gamma_0^2 \equiv \overline{\gamma^2} = \overline{(d\zeta/dx)^2}$ – дисперсия производной тангенсов углов наклона, то сечение рассеяния S шероховатого цилиндра имеет следующий вид [1]:

$$S = S(\psi, \chi) = \frac{aL |V(\psi)|^2}{\gamma_0 \sqrt{2\pi}} \cdot \frac{[1 - \cos(\psi - \chi)]^2}{(\sin \psi + \sin \chi)^4} \exp \left[-\frac{1}{2\gamma_0^2} \left(\frac{\cos \chi - \cos \psi}{\sin \psi + \sin \chi} \right)^2 \right], \quad (3)$$

где $V(\psi) = |V_0(\psi)| \exp(-2k^2\sigma^2 \sin^2 \psi)$ – коэффициент отражения от шероховатой поверхности; $V_0(\psi)$ – коэффициент отражения когерентной составляющей поля от плоской границы раздела; $k = 2\pi/\lambda$ – волновое число; σ – среднеквадратическая высота неровностей шероховатой поверхности.

В зеркальном направлении ($\psi = \chi$) сечение рассеяния от шероховатого цилиндра (3) приобретает вид

$$S(\psi, \psi) \approx \frac{aL |V(\psi)|^2}{\gamma_0 \sqrt{2\pi}}, \quad (4)$$

в то время, как для гладкого цилиндра оно определяется выражением [1]

$$S_0(\psi, \psi) = \frac{akL^2 |V(\psi)|^2 \sin \psi}{4\pi}. \quad (5)$$

Сравнивая (4) и (5) можно видеть, что сечение рассеяния на шероховатом цилиндре в зеркальном направлении (и, в частности, в обратном направлении) оказывается в $k\gamma L \sin \psi$ раз меньше, чем для гладкого цилиндра. Это уменьшение связано с перераспределением интенсивности поля, рассеянного шероховатым цилиндром в более широком секторе углов, чем у гладкого цилиндра, где сечение рассеяния отлично от нуля только в малой окрестности $\Delta\chi$ углов, близких к зеркальным, – в пределах первого дифракционного лепестка [1].

Следует отметить, что выражения (3) и (4) оказываются справедливыми не только для гофрированного цилиндра, но и в общем случае трехмерных шероховатостей, если характерные углы наклона $\arctg \gamma_0$ в направлении, перпендикулярном к образующей, достаточно малы: $\overline{\gamma_y^2} \ll 1$ (см. рис 2).

Для практического использования выражения (4) при оценке отражающей способности подводных частей дрейфующих айсбергов необходимо знание коэффициента отражения акустической волны $V(\psi)$ от границы раздела вода–лед. Оценим значение этой величины, используя выражение для коэффициента отражения плоской акустической волны от плоской границы раздела жидкость – твердое тело, которое имеет вид [5]

$$V = \frac{Z_{l_2} \cos^2 2\beta_2 + Z_{t_2} \sin^2 2\beta_2 - Z_1}{Z_{l_2} \cos^2 2\beta_2 + Z_{t_2} \sin^2 2\beta_2 + Z_1}, \quad (6)$$

где $Z_{l_2} = \frac{\rho_2 c_{l_2}}{\cos \alpha_2}$, $Z_{t_2} = \frac{\rho_2 c_{t_2}}{\cos \beta_2}$, $Z_1 = \frac{\rho_1 c_{l_1}}{\cos \alpha_1}$ – импедансы; ρ_1, ρ_2 – плотности жидкости (воды) и твердого тела (льда); c_{l_1} – скорость продольной волны в жидкости; c_{l_2}, c_{t_2} – скорость продольных и поперечных волн в твердом теле; α_1 – угол падения акустической волны на границу раздела жидкость – твердое тело; α_2, β_2 – углы преломления продольной и поперечной волн.

Если угол $\alpha_1 = 0$ (нормальное падение акустической волны), то поперечная волна в твердом теле не возбуждается ($\alpha_2, \beta_2 = 0$). Если принять: $\rho_1 = \rho_b = 1023 \text{ кг/м}^3$, $c_{l_1} = c_b = 1460 \text{ м/с}$; $\rho_2 = \rho_n = 917 \text{ кг/м}^3$, $c_{l_2} = c_n = 3850 \text{ м/с}$, то при расчете по выражению (6) получим, что в диапазоне углов $0^\circ \leq \alpha_1 \leq 5^\circ$, что соответствует $85^\circ \leq \psi \leq 90^\circ$, значение $V(\psi)$ меняется в пределах $0,396 \leq V(\psi) \leq 0,407$.

Для сравнения отметим, что среднее по диапазону частот от 1 до 16 кГц значение $V(\psi)$ при углах скольжения $60^\circ < \psi \leq 90^\circ$ для молодых и многолетних морских льдов лежит в пределах $V(\psi) = 0,3$ зимой и $V(\psi) = 0,2$ летом [3]. При нормальном падении акустической волны на границу раздела вода – лед модуль и фаза коэффициента отражения осциллируют с периодом осцилляций, определяемым соотношением длины акустической волны (средней скорости продольных волн) и толщины слоя. Если за толщину слоя принять протяженность подводной части айсберга в направлении падающей волны, то, учитывая ее значение даже для малых айсбергов (~ 30 м), вряд ли можно ожидать осцилляций $V(\psi)|_{\psi = \text{const}}$. Сезонные колебания коэффициента отражения морского льда связаны с изменениями его температурного режима. Температурный режим подводных частей айсбергов и его сезонные изменения изучены крайне мало. Имеются данные о вертикальном распределении температуры в двух столообразных айсбергах Баренцева моря, полученные в сентябре 2007 г. [7], однако данные о сезонных изменениях профиля температуры отсутствуют. В то же время по данным работы [8] можно сделать вывод о том, что температурный режим подводных частей айсбергов более стабилен, чем у морского дрейфующего льда, поскольку айсберги долго сохраняют температуру материнского ледника. В этом смысле существуют «теплые» и «холодные» айсберги. Учитывая изложенное, можно предположить, что сезонные колебания $V(\psi)$ у подводных частей айсбергов не существенны. Для дальнейших расчетов примем значение этого параметра $V(\psi) \cong 0,4$.

В выражении (4) остается еще один член, требующий определения, – характерный (среднеквадратический) тангенс угла наклона неровностей относительно невозмущенной поверхности $\gamma_0 = (\overline{\gamma^2})^{0,5}$. Данные об этом параметре подводных частей айсбергов также отсутствуют. Поэтому для дальнейших расчетов мы выберем значение нижней границы среднеквадратического угла наклона, используя одно из условий, определяющих неровности подводной части айсберга как крупные, а именно:

$$k\gamma L \sin \psi \gg 1. \quad (7)$$

Пусть $k\gamma L \sin \psi = 10$. Тогда для выполнения условия (7) в диапазоне углов ψ , лежащих в указанных выше пределах, должно выполняться неравенство

$$\gamma \geq 0,83\lambda/L. \quad (8)$$

Из (8), в частности, следует, что при длине падающей акустической волны $\lambda = 1$ м и длине подводной части айсберга $L = 10$ м (малый айсберг), среднеквадратический тангенс угла наклона неровностей должен быть не менее $\gamma = 0,183$ рад. = $10,4^\circ$.

Для более полного представления о параметрах неровностей необходимо оценить нижнюю границу значений среднеквадратической высоты неровностей σ , при которых последние могут считаться крупными, а также их среднюю протяженность или интервал корреляции неровностей l .

Для определения σ воспользуемся условием

$$k\sigma \sin \psi \gg 1, \quad (9)$$

и, положив, как и ранее, $k\sigma \sin \psi = 10$, найдем, что для длины падающей акустической волны $\lambda = 1$ м среднеквадратическая высота неровностей должна быть не менее 1,83 м.

На основе полученных средних значений σ и γ можно оценить среднюю протяженность неровности или интервал корреляции неровностей l , используя соотношение [1]

$$\overline{\gamma^2} = 2\sigma^2/l^2. \quad (10)$$

Так, для нашего случая $\sigma = 1,83$ м, $\gamma = 10,4^\circ$, интервал корреляции неровностей $l = 14$ м, что по порядку величины совпадает с размером подводной части даже малого айсберга.

Таким образом, в чисто геометрическом смысле неровности, характеризующие такими параметрами, могут существовать на подводных частях как малых, так и крупных айсбергов, в связи с чем значения этих параметров целесообразно принять за нижнюю границу диапазона их изменения.

Собрав полученные значения параметров, определяющих сечение обратного рассеяния от гофрированного цилиндра, выражение (4) можем записать в следующем удобном для практического использования виде:

$$S(\psi, \psi) \cong 0,087aL [m^2]. \quad (11)$$

В табл. 1 приведены значения сечения обратного рассеяния, рассчитанные по выражению (11), а также соответствующие им значения радиуса эквивалентной сферы и силы цели для подводных частей айсбергов трех типоразмеров – малого (рис. 1а), среднестатистического (рис. 1б) и имеющего максимальные значения плановых размеров надводной части (по данным табл. 2 работы [7]). При этом за радиус a гладкого цилиндра, аппроксимирующего подводную часть айсберга с максимальными значениями размеров, принимался радиус круга, равновеликого по площади эллипсу, оси которого соответствуют длине и ширине планового размера надводной части айсберга (длина – 526 м, ширина – 182 м). Для сравнения в таблице (в скобках) приведены также значения соответствующих характеристик отражающей способности подводных частей айсбергов при аппроксимации последних гладкими цилиндрами. Длина падающей акустической волны λ во всех случаях принималась равной 1 м.

Приведенные в таблице данные показывают, что отражающая способность подводных частей айсбергов, рассчитанная на основании принятой модели гофрированного цилиндра, вполне позволяет отнести их к крупным гидролокационным целям. Так, если исходить из принятой в прикладной гидроакустике классификации, согласно которой к крупным относятся объекты, сила цели которых $T \geq 0$ дБ ($R_3 \geq 2$ м), то по расчету даже малые айсберги удовлетворяют этому условию. Среднестатистический айсберг и айсберг с максимальными размерами, безусловно, могут быть отнесены к крупным гидролокационным целям, которые являются объектами дальней гидролокации.

При практическом применении результатов расчета отражающей способности айсбергов следует учитывать, что они получены для случая неровностей, параметры которых соответствуют нижней границе диапазона их изменения. При более крупных неровностях сечения обратного рассеяния подводных частей айсбергов будут меньше приведенных в таблице. По мнению авторов, отражательные характеристики подводных частей айсбергов, рассчитанные на основе «шероховатой модели», значительно ближе к действительности, чем те же характеристики при «гладкой модели». Однако для оценки корректности предложенного в данной работе метода расчета отражающей способности подводных частей айсбергов необходимо проведение эксперимента в реальных или моделируемых условиях с использованием низкочастотного гидролокатора.

Таблица 1

Расчетные значения сечения обратного рассеяния айсбергов

Типоразмер айсберга	Сечения обратного рассеяния S, m^2 (S_0, m^2)	Радиус эквивалентной сферы R_3 (R_{30}), м	Сила цели $T = 20 \lg(R_3/2)$, дБ (T_0), дБ
Малый	13,05 (105,0)	2,0 (5,8)	0 (9,2)
Среднестатистический	217,5 (87,5 · 10 ²)	8,3 (52,8)	12,3 (28,4)
С максимальными плановыми размерами надводной части	1541 (1426 · 10 ²)	22,1 (213,0)	20,9 (36,6)

В заключение следует отметить, что согласно принятой в работе [6] классификации ледяные образования, подводные части которых имеют размерения, приведенные на рис. 1а, относятся к обломкам айсбергов, морфометрические характеристики подводных частей которых пока не поддаются систематизации. В этой связи вопрос о корректной модели подводной части обломков айсбергов, как самых распространенных в Баренцевом море ОЛЮ, требует дальнейшего изучения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басс Ф.Г., Фукс И.М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. М.: Наука, 1972. 424 с.
2. Богородский А.В., Лебедев Г.А. Основные принципы построения системы гидроакустического мониторинга опасных ледяных образований на шельфе замерзающих морей для обеспечения безопасной эксплуатации гидротехнических сооружений // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 1 (81). С. 69–79.
3. Богородский А.В., Островский Д.Б. Гидроакустические навигационные и поисково-обследовательские средства. СПб.: Изд-во СПбГЭТУ «ЛЭТИ», 2009. 242 с.
4. Богородский В.В., Гаврило В.П. Лед. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 384 с.
5. Богородский В.В., Гусев А.В., Хохлов Г.П. Физика пресноводного льда. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 226 с.
6. Бородачев В.Е., Гаврило В.П., Казанский М.М. Словарь морских ледовых терминов. СПб.: Гидрометеиздат, 1994. 232 с.
7. Кубышкин Н.В., Андреев О.М., Бородулин В.В., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Скутин А.А. Экспедиционные исследования айсбергов и ледников западного сектора Российской Арктики по программе Международного полярного года (2007–2008 гг.) // Труды ЦНИИ им. акад. А.Н.Крылова. 2010. Вып. 51 (335). С. 169–179.
8. Кубышкин Н.В., Бузин И.В., Скутин А.А. К вопросу определения районов образования больших баренцевоморских айсбергов по распределению температуры в их толще // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1 (78). С. 134–141.
9. Лоскутова О.А. Изучение арктического шельфа продолжается // Нефть. Газ. Промышленность. 2003. № 2. С. 6–7.
10. Марченко А.В. Устойчивость буксировки айсберга // Труды ЦНИИ им. акад. А.Н.Крылова. 2010. Вып. 51 (335). С. 69–79.
11. Стругацкий В.И. По океану на айсберге. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 85 с.

A.V.BOGORODSKY, G.A.LEBEDEV

ASSESSMENT OF REFLECTANCE OF ICEBERGS' UNDERWATER PARTS AS APPLIED TO THE ISSUE OF REMOTE UNDERWATER ECHO SOUNDING OF DANGEROUS ICE FORMATIONS

There has been performed theoretical assessment of possible values and properties of the backscattering cross-section of underwater parts of the Barents Sea icebergs at low frequency in the event of their approximation with rough (corrugated) cylinders of finite sizes. It is shown that reflectance of icebergs' underwater parts, determined in accordance with the accepted model, enables to refer the latter to major sonar targets, which are the objects of remote underwater echo sounding.

Keywords: underwater echo sounding, hydroacoustic means, icebergs, hydrotechnical facilities, safety, detection, scattering cross-section, target strength, model.

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ СПЕКТРАЛЬНОГО ПОГЛОЩЕНИЯ ПОДВОДНОЙ ОБЛУЧЕННОСТИ В ПРОЛИВЕ ФРАМА

*мл. науч. сотр. А.К.ПАВЛОВ¹, канд. геогр. наук Б.В.ИВАНОВ^{1,2},
инж. Д.М.ЖУРАВСКИЙ^{1,2}, д-р М.А.ГРАНСКОГ³, д-р К.А.СТЕДМОН⁴*

¹ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, pavlov.alexey.k@gmail.com

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

³Норвежский Полярный институт, г. Тромсё

⁴Отдел морской экологии, Университет г. Аархус, Дания

Проанализированы натурные данные о распределении подводной облученности с глубиной совместно с типичными для восточной части пролива Фрама показателями поглощения чистой водой, «желтым веществом» и взвесью. Оценен вклад каждого компонента в суммарное поглощение подводной облученности. Тестовые расчеты показали, что при условии постоянства показателей поглощения в поверхностном слое относительный вклад в суммарное поглощение значительно изменяется с глубиной. Наибольший вклад в суммарное поглощение радиации в поверхностном слое обусловлено поглощением морской водой и «желтым веществом», в то время как с глубиной вклад взвешенного вещества в суммарное поглощение увеличивается вследствие селективного поглощения солнечной радиации.

Ключевые слова: Шпицберген, пролив Фрама, оптические свойства вод, спектральное поглощение, «желтое вещество».

ВВЕДЕНИЕ

Понимание процессов поглощения и перераспределения солнечной радиации в поверхностном слое океана представляет значительный интерес и необходимо для качественного и количественного описания термодинамических и экосистемных процессов. Недавние исследования продемонстрировали значительный вклад «желтого вещества» (Chromophoric Dissolved Organic Matter – CDOM в англоязычной литературе) в радиационный прогрев верхнего слоя как в центральной Арктике [11], так и ее окраинных морях [1, 7]. Как правило, до последнего времени радиационные процессы рассматривались в терминах интегральной радиации в диапазоне 400–700 нм (Фотосинтетическая активная радиация – ФАР) и без привлечения данных об оптических свойствах взвешенного вещества. В данной работе мы исследуем особенности спектрального поглощения солнечной радиации различными компонентами среды (чистая вода, взвесь и «желтое вещество») и их вклад в суммарное поглощение радиации на различных глубинах.

РАЙОН РАБОТ

Измерения и отбор проб производились на разрезе вдоль 79° с.ш. в ходе экспедиций «Пролив Фрама-2009» и «Пролив Фрама-2010» на НИС «Лансе» (Норвежский Полярный институт) в сентябре 2009 и 2010 гг. Район работ представлен на рис. 1.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Отбор проб и измерения *in situ*

Пробы для определения содержания «желтого вещества» отбирались из батометров Нискина, емкостью ~ 8 л, во время выполнения океанографических станций. Фильтрация проб осуществлялась с помощью пластикового шприца и прикрепленного к нему двойного фильтра (0,2–0,8 мкм). Профильтрованная вода хранилась в виалах из темного стекла объемом 60 мл при температуре + 4 °С до проведения лабораторного анализа на спектрофотометре (Shimadzu UV-2450).

Пробы для определения оптических свойств взвеси отбирались также из батометров Нискина. Пробы фильтровались через GF/F фильтры (диаметр калиброванных отверстий – 0,4 мкм) диаметром 25 мм. Объем профильтрованной воды зависел от концентрации взвешенного вещества и в среднем составлял 500–1000 мл. Затем фильтры с взвесью помещались в чашки Петри, замораживались и хранились при температуре –80 °С до проведения лабораторного анализа на спектрофотометре.

Вертикальные профили облученности сверху от поверхности до глубины 40 м были получены с помощью гиперспектральных радиометров TriOS RAMSES ACC-2 VIS в диапазоне электромагнитного спектра 320–950 нм. Спектральное разрешение радиометров ~ 3,3 нм. Измерения проводились, как правило, в дневное время и с солнечного борта судна при помощи судового крана и лебедки. Таким образом, датчик был вынесен на расстояние 4–5 м от борта судна, тем самым минимизировался эффект затенения. Более детальное описание приборов и методики наблюдений можно найти в работе [9].

Лабораторные измерения

Анализ проб для определения содержания «желтого вещества» был проведен в лаборатории Норвежского Полярного института на спектрофотометре Shimadzu UV-2450, следуя методике описанной в работе [14]. Измерялась оптическая плотность проб в диапазоне 240–700 нм с дискретностью 0,5 нм. Ультрочищенная дистиллированная вода Milli-Q использовалась в качестве эталона. Полученные спектральные оптические плотности (A_λ) были пересчитаны в показатели поглощения (a_λ) по формуле:

$$a_\lambda = (2,303 \times A_\lambda)/L, \quad (1)$$

где L – ширина кварцевой кюветы (в нашем случае 0,1 м). Единицы измерения показателей поглощения – м^{-1} .

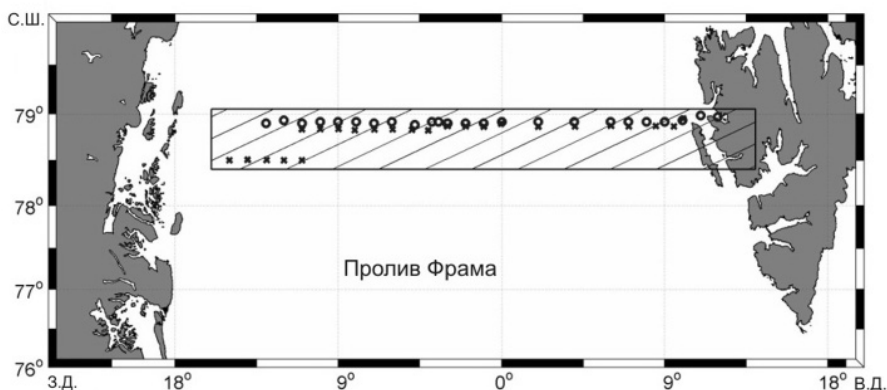


Рис. 1. Карта района работ: экспедиции «Пролив Фрама-2009» (крестики) и «Пролив Фрама-2010» (кружки)

Спектральное поглощение взвешенным веществом (в данном случае суммарное, включающее органическую и неорганическую фракции) было определено в лабораторных условиях спектрометрически с помощью интегрирующей сферы, следуя методике «QFT – Quantitative Filter Technique», изложенной в работе [15]. Полученные значения оптических плотностей фильтров (A_λ) были преобразованы в показатели поглощения (a_λ) с использованием следующего уравнение [13]:

$$a_\lambda = \frac{2,303 \times A_\lambda \times AF}{1,603 \times V \times A_\lambda \times \beta_\lambda}, \quad (2)$$

где V – объем пробы в м³, а параметры AF и β_λ были оценены, следуя работам [4, 6]. В результате были получены спектральные значения показателя поглощения с размерностью м⁻¹.

В данной работе представлен один из наиболее показательных вертикальных профилей подводной облученности, полученных в рамках экспедиции «Пролив Фрама-2009». Указанный профиль представлен на рис. 2. Также нами были отобраны характерные значения спектральных показателей поглощения для «желтого вещества» и взвеси. Значения показателей поглощения чистой морской водой для исследуемого диапазона (350–700 нм) были взяты из литературных источников [12]. Эти три кривые и суммарный показатель поглощения представлены на рис. 3.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Из рис. 2 следует, что с глубиной наблюдаются характерные количественные и качественные изменения спектра облученности. Поглощение на длинах волн более 600 нм обусловлено оптическими свойствами чистой морской воды [2, 3, 10, 12], в то время как в диапазоне длин волн 350–400 нм ослабление облученности объясняется относительно высоким содержанием «желтого вещества» [1, 2, 5]. Наконец, в диапазоне длин волн 480–500 нм наблюдается наибольшая пропускная способность [2, 3].

Кривые спектральных показателей поглощения, представленные на рис. 3, характеризуются ярко выраженной зависимостью от длины волны. Для спектра поглощения чистой водой характерны низкие значения в видимой части спектра

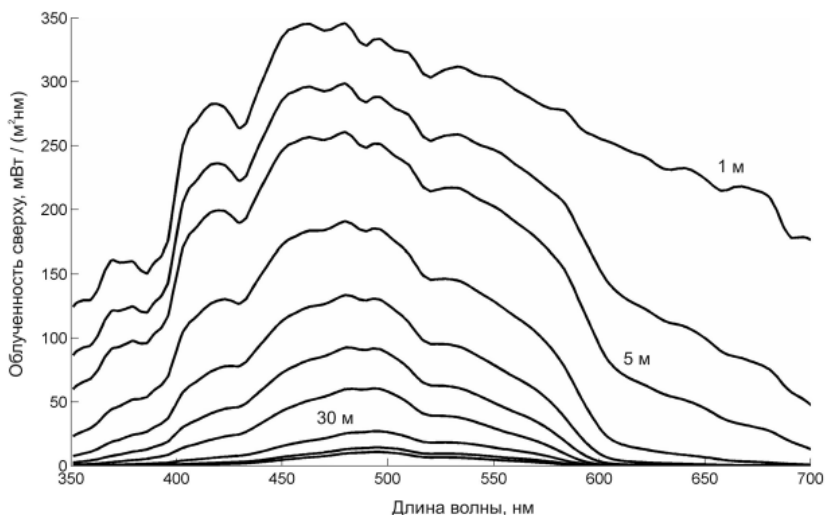


Рис. 2. Распределение облученности сверху с глубиной (цифры у кривых – глубина)

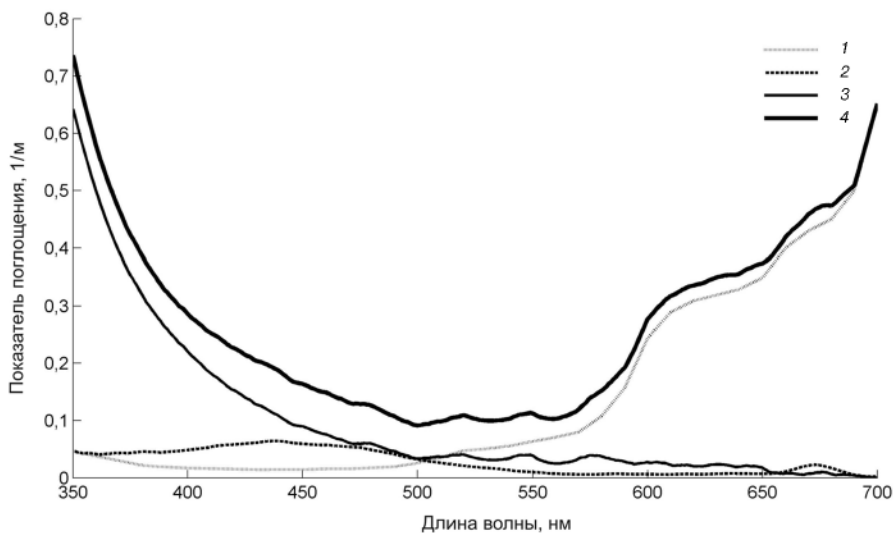


Рис. 3. Типичные спектральные показатели поглощения водой (1), взвесью (2) и «желтым веществом» (3) и суммарное поглощение (4)

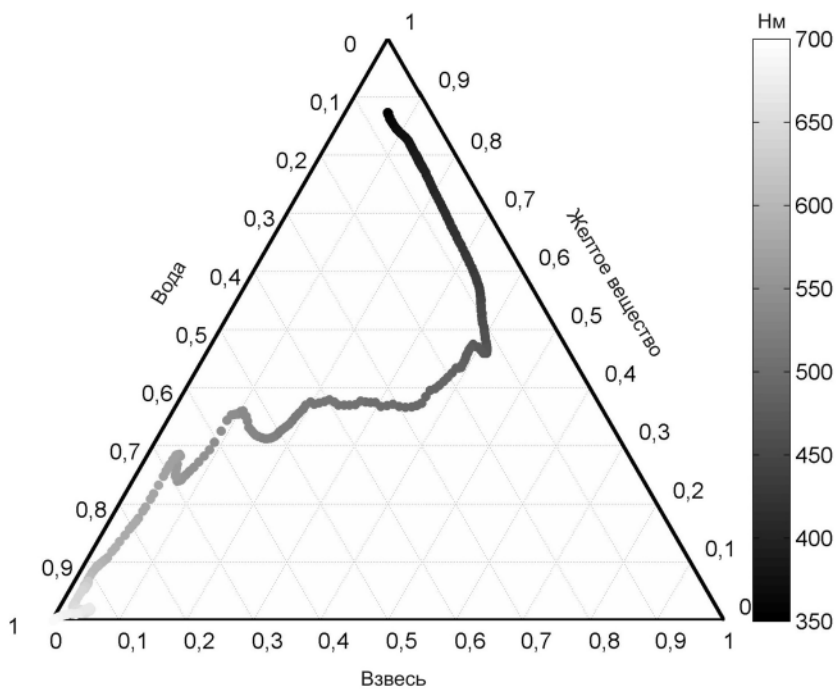


Рис. 4. Относительный вклад в суммарное поглощение трех составляющих: чистая вода, взвесь и «желтое вещество» – в зависимости от длины волны

($< 0,03 \text{ м}^{-1}$) и рост поглощения в сторону ближнего инфракрасного диапазона (ИК), с максимальными значениями ($> 0,6 \text{ м}^{-1}$) на длине волны, равной 700 нм. Для «желтого вещества» наблюдается обратная картина, с минимальными величинами поглощения в диапазоне 600–700 нм и с ростом поглощения при движении к ультрафиолетовой части (УФ) электромагнитного спектра ($> 0,6 \text{ м}^{-1}$ на длине волны 350 нм), что хорошо соответствует результатам, приведенным в работах [1, 5]. Как известно, характерной особенностью спектра поглощения взвешенным веществом являются локальные максимумы около 440 нм и 670 нм [6, 8]. В нашем случае поглощение взвешенным веществом практически на порядок меньше, чем у предыдущих составляющих: воды и «желтого вещества». Это связано с тем, что измерения проводились в осенний период с априори низкой вероятностью интенсивного цветения фитопланктона. Однако, как будет показано далее, даже относительно низкие значения поглощения в районе 440 нм могут вносить значительный вклад в суммарное поглощение на глубинах, где спектр подводной облученности сильно изменен вследствие селективного поглощения.

На рис. 4 представлена иная графическая интерпретация вклада трех составляющих в суммарное поглощение. Так называемая «тернарная диаграмма» показывает относительный вклад (от 0 до 1) чистой воды, взвеси и «желтого вещества» в суммарное поглощение (в данном случае равное 1) в зависимости от рассматриваемой длины волны. Так, видно, что в ближней инфракрасной области спектра суммарное поглощение практически полностью определяется поглощением водой. При движении в сторону коротких длин волн относительный вклад трех компонентов изменяется, и на длине волны 350 нм наибольший вклад в суммарное поглощение вносит «желтое вещество».

Далее мы рассмотрели совместно данные о показателях поглощения и подводной облученности. Мы предположили, что оптические свойства «желтого вещества» и взвеси распределены равномерно от поверхности до глубины 40 м, в то время как оптические свойства чистой воды по определению остаются постоянными с глубиной. Для того чтобы оценить вклад каждой из трех составляющих в суммарное поглощение (350–700 нм) на разных глубинах, мы, следуя работе [8], оценили величину поглощенной радиации, из расчета на единицу времени и объема:

$$E_{abs,i}(\lambda, Z) = E_d(\lambda, Z) \times a_i(\lambda), \quad (3)$$

где $E_d(\lambda, Z)$ – спектральная облученность сверху на каждом из выбранных горизонтов Z ; $a_i(\lambda)$ – спектральные показатели поглощения (см. рис. 3, на котором индекс i описывает одну из трех составляющих поглощения); $E_{abs,i}(\lambda, Z)$ – спектральная поглощенная радиация для данной глубины Z и составляющей i .

Далее спектральная поглощенная радиация была проинтегрирована во всем рассматриваемом диапазоне длин волн (350–700 нм) для каждого из 10 выбранных горизонтов:

$$E_{abs,i}(Z) = \int_{350 \text{ нм}}^{700 \text{ нм}} E_{abs,i}(\lambda, Z) \times d\lambda. \quad (4)$$

Распределение поглощенной радиации с глубиной представлено на рис. 5а. Из графика видно, что в целом поглощение чистой водой и «желтым веществом» выражено наиболее ярко, особенно в поверхностном слое. Причем вклад трех рассматриваемых составляющих изменяется с глубиной. Для более наглядного представления полученных результатов значения поглощенной радиации каждой из составляющих были нормированы на суммарную поглощенную радиацию (сумма трех составляющих) на каждом из горизонтов согласно формуле:

$$E_{abs,i}(Z) = \frac{E_{abs,i}(Z)}{\sum_i E_{abs,i}(Z)}. \quad (5)$$

Графические результаты приведены на рис. 5б.

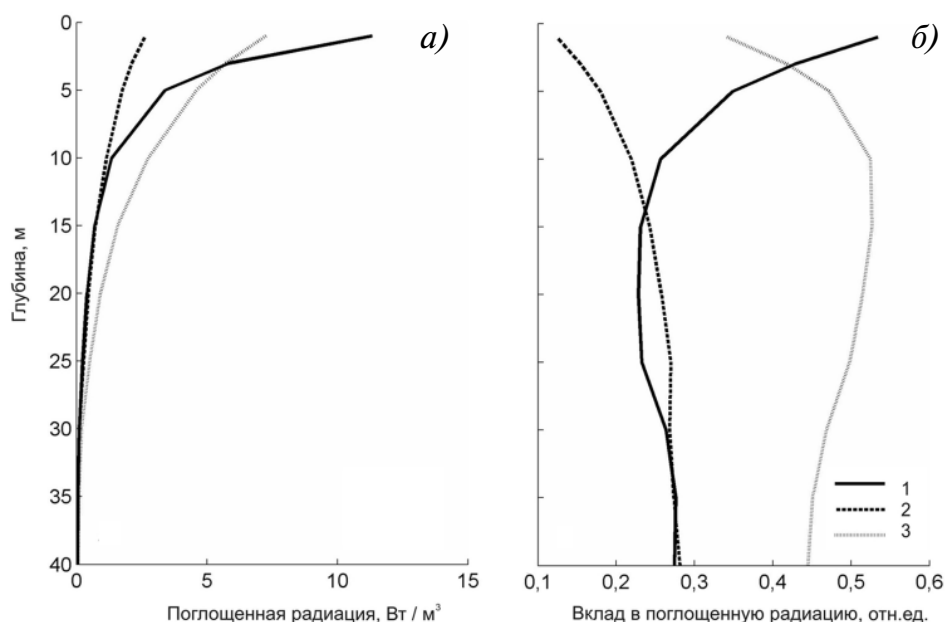


Рис. 5. Вертикальные профили суммарной (350–700 нм) поглощенной радиации для трех составляющих (а); изменение относительного вклада в суммарное поглощение в зависимости от глубины (б)

1 – чистая морская вода, 2 – взвешенное вещество, 3 – «желтое вещество»

Таким образом, расчеты показали, что в поверхностном слое (1–3 м) поглощение чистой водой вносит наибольший вклад, достигая 55 %. В диапазоне глубин 3–40 м уже «желтое вещество» вносит наибольший вклад в суммарное поглощение (более 40 %). Поглощение радиации, вызванное наличием взвешенного вещества, минимально у поверхности (менее 15 %) и растет с глубиной, достигая наибольшего вклада в суммарное поглощение на глубинах порядка 25–40 м (~ 27–28 %). Кроме того, любопытным результатом является тот факт, что в диапазоне глубин 15–30 м количество поглощенной радиации взвешенным веществом превышает значения для чистой воды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Процессы перераспределения солнечной радиации (350–700 нм) с глубиной были исследованы с точки зрения селективного поглощения. Было показано, что при неизменных абсолютных значениях спектральных показателей поглощения чистой водой, взвесью и «желтым веществом», их вклад в суммарное поглощение значительно варьируется в зависимости от изменений спектрального состава облученности с глубиной.

Подобные зависимости должны быть учтены при рассмотрении процессов таяния морского льда в восточной части пролива Фрама и во фьордах Шпицбергена, а также в спектральных моделях первичной продукции в экосистемах рассматриваемого района.

Работа выполнена в рамках плановой тематики ЦНТП Росгидромета (раздел 5.3.2) при финансовой поддержке договора между АНИИ и ФГУП «Трест «Арктик-Уголь», гранта Российско-Норвежской Арктической лаборатории им. Фрама и гранта Норвежского Исследовательского Совета в рамках программы POLRES.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Власенков Р.Е., Смирнов А.В., Макитас А.П. Оценка потенциального прогрева поверхностного слоя морей Карского и Лаптевых в 2007 и 2008 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 2. С. 35–39.
2. Ерлов Н.Г. Оптика моря. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 248 с.
3. Шифрин К.С. Введение в оптику океана. М.: Наука, 1981. 279 с.
4. Arbones B., Figueiras F.G. & Zapata M. Determination of phytoplankton absorption co-efficient in natural seawater samples: evidence of a unique equation to correct the pathlength amplification on glass-fiber filters // Marine Ecology Progress Series. 1996. Vol. 137. P. 293–304.
5. Bricaud A., Morel A., Prieur L. Absorption by dissolved organic matter of the sea (yel-low substance) in the UV and visible domains // Limnology & Oceanography. 1981. Vol. 26. P. 43–53.
6. Bricaud A., Stramski D. Spectral absorption coefficients of living phytoplankton and nonalgal biogenous matter: a comparison between the Peru upwelling area and the Sargasso Sea // Limnology & Oceanography. 1990. Vol. 35. P. 562–582.
7. Granskog M.A., Macdonald R.W., Mundy C.-J., Barber D.G. Distribution, characteristics and potential impacts of chromophoric dissolved organic matter (CDOM) in Hudson Strait and Hudson Bay, Canada // Continental Shelf Research. 2007. Vol. 27. P. 2032–2050.
8. Morel A. & Antoine D. Heating rate within the upper ocean in relation to its bio-optical state // Journal of Physical Oceanography. 1994. Vol. 24. P. 1652–1665.
9. Nicolaus M., Hudson S.R., Gerland S., Munderloh K. A modern concept for autonomous and continuous measurements of spectral albedo and transmittance of sea ice // Cold Regions Science and Technology. 2010. Vol. 62. P. 14–28.
10. Ohlmann J.C., Siegel D.A. & Mobley C.D. Ocean radiant heating. Part I: Optical influ-ences // Journal of Physical Oceanography. 2000. Vol. 30. P. 1833–1848.
11. Pegau W.S. Inherent optical properties of the central Arctic surface waters // Journal of Geophysical Research. 2002. Vol. 107. P. 8035–8042.
12. Smith R.C. & Baker K.S. Optical properties of clearest natural waters // Applied Optics. 1981. Vol. 20. P. 177–174.
13. Staehr P.A. & Markager S. Parameterization of the chlorophyll a-specific in vivo light absorption coefficient covering estuarine, coastal and oceanic waters // International Journal of Remote Sensing. 2004. Vol. 25. P. 5117–5130.
14. Stedmon C.A., Markager S. The optics of chromophoric dissolved organic matter (CDOM) in the Greenland Sea: An algorithm for differentiation between marine and terrestrially derived organic matter // Limnology & Oceanography. 2001. Vol. 46. P. 2087–2093.
15. Tassan S. & Ferrari G.M. A sensitivity analysis of «Transmittance—ыReflectance» method for measuring light absorption by aquatic particles // Journal of Plankton Research. 2002. Vol. 24. P. 757–774.

A.K.PAVLOV, B.V.IVANOV, D.M.ZHURAVSKIY, M.A.GRANSKOG, C.A.STEDMON

ON THE SPECTRAL ABSORPTION OF UNDERWATER IRRADIANCE IN THE FRAM STRAIT

Data from «in situ» observations of spectral underwater irradiance together with data on spectral absorption by chromophoric dissolved organic matter (CDOM), suspended particles and pure water absorption for the Fram Strait are analyzed. A contribution of each of the component to total absorption is estimated. Assuming the absorption coefficients of water, CDOM and particulate matter to be constant with depth, calculations show that relative contribution to total absorption is a significantly depth-dependent. While CDOM and pure water absorption are responsible for the major fraction of light absorption in the uppermost layer, particulate matter contributes more at deeper depths as a consequence of selective absorption of underwater irradiance.

Keywords: Svalbard, Fram Strait, seawater optical properties, spectral absorption, CDOM.

СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СООБЩЕСТВ ПРОТОЗООПЛАНКТОНА И ЗООПЛАНКТОНА В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ОСТРОВА КИНГ-ДЖОРДЖ (ЮЖНЫЕ ШЕТЛАНДСКИЕ ОСТРОВА)

канд. биол. наук Д.В.ТИХОНЕНКОВ

Институт биологии внутренних вод РАН, г. Борок, Ярославская обл., tikhon@ibiw.yaroslavl.ru

Исследованы сезонные изменения сообществ протозоопланктона и зоопланктона в прибрежной зоне о. Кинг-Джордж (Южные Шетландские острова, Антарктика) на 3 станциях, расположенных на разном удалении от берега. Данные наблюдений продолжают мониторинговые исследования состояния пелагической экосистемы залива Ардли 2005–2008 гг. Проведены измерения температуры и солености воды изучаемой акватории. Температурный режим характеризуется выраженной сезонностью с максимальными температурами в конце лета–начале осени и минимальными – зимой. На станции 3, расположенной в непосредственной близости от ледника Коллинз, был выявлен четкий вертикальный градиент изменения солености с глубиной, вызванный опреснением поверхностного слоя воды в процессе таяния ледника.

В составе протозоопланктонных сообществ выявлено 45 видов и форм из 10 таксономических групп и группы *Incertae sedis*. Наиболее часто встречались *Bodo designis*, *Cafeteria roenbergensis*, *Stephanoea diplocostata*, *Paraphysomonas* sp., относящиеся к гетеротрофным жгутиконосцам. Наибольшим видовым богатством характеризуются хоанофлагеллаты, эвгленыды, кинетопластиды.

В составе зоопланктона доминируют представители класса *Copepoda*, в частности *Oithona similis*, *Stenocalanus citer* и *Metridia gerlachei*. На прибрежной станции 1 количественные характеристики сообществ были выше. Сообщество станции 3, с более низким видовым богатством по сравнению со станциями 1 и 2, характеризовалось достаточно высокими количественными показателями (численность и биомасса), что объясняется повышением обилия эврибионтных форм. В вертикальном распределении организмов по глубинам на станциях 1 и 2 закономерностей не выявлено. На станции 3, где присутствовал вертикальный градиент солености, напротив, наблюдается увеличение количественного обилия с глубиной.

Ключевые слова: о. Кинг-Джордж, протозоопланктон, зоопланктон, численность, биомасса.

ВВЕДЕНИЕ

Последние полвека в районе Антарктического полуострова наблюдается значительное потепление климата и связанное с этим таяние льдов [3, 4]. Как показано многими исследователями, этот процесс сопровождается изменениями в биологических сообществах [4, 5, 6]. К сожалению, наблюдения за морскими экосистемами в данном районе фрагментарны и не представляют полной картины сдвигов в морских экосистемах. Подобные наблюдения в Северном полушарии проводятся давно и многими исследовательскими центрами. Обнаружено множество доказательств изменений климата и его влияния на живые организмы. Наиболее интересен в этом отношении планктон, так как эта группа организмов наиболее мобильна и чувствительна к разным внешним (абиотическим) воздействиям. Именно на этой группе сосредоточены данные исследования в районе Антарктического полуострова, в прибрежной зоне острова Кинг-Джордж, в районе работ российской научной станции Беллинсгаузен.

Работы выполнялись в соответствии с Планом НИОКР по проекту 11 (2.2.7.1.) «Провести комплексное изучение антарктической биоты» и по проекту 2 направления 1 «Современный климат» подпрограммы «Изучение и исследование Антарктики» ФЦП «Мировой океан» и в соответствии с международным проектом МПГ 2007/08 «ClicOPEN» (Impact of CLimate induced glacial melting on marine and terrestrial COastal communities on a gradient along the Western Antarctic PENinsula), направленным на оценку воздействия таяния ледников на морские и прибрежные экосистемы Антарктического полуострова. Указанные работы продолжают мониторинговые исследования состояния пелагической экосистемы залива Ардли, начатые в период зимовочных работ 51-й и 52-й РАЭ на станции Беллинсгаузен.

Цель настоящего исследования – выявление возможного воздействия потепления климата в западном секторе Антарктики на состав и динамику прибрежного протозоопланктона и зоопланктона.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Динамику и распределение прибрежного сетного зоопланктона и протозоопланктона наблюдали на двух станциях, на разном удалении от берега в районе ст. Беллинсгаузен (о. Кинг-Джордж, Южные Шетландские о-ва). Одна станция (№ 1) глубиной около 25 м расположена у берега ($62^{\circ} 12' 20''$ ю.ш., $58^{\circ} 56' 51''$ з.д.), другая (№ 2), глубиной около 60 м, расположена в открытой части бухты Ардли ($62^{\circ} 12' 09''$ ю.ш., $58^{\circ} 56' 22''$ з.д.). В декабре 2008 г. в связи с началом активного таяния ледника Коллинз были начаты работы на станции № 3, расположенной в непосредственной близости от ледника (северо-восточная часть бухты Коллинз) в точке с координатами $62^{\circ} 10' 20,5''$ ю.ш., $58^{\circ} 47' 44,5''$ з.д. Кроме того, проводили отбор проб зоопланктона путем горизонтальных ловов в поверхностном слое на участке между станциями № 1 и № 2 (дистанция приблизительно 500 м). Положение станций показано на рис. 1 и 2. Работы проводили в течение года (с марта 2008 по март 2009 г.) с периодичностью раз в 14 дней. Из-за сложных метео- и ледовых условий пробы не отбирали с 9 июля по 7 сентября 2008 г.

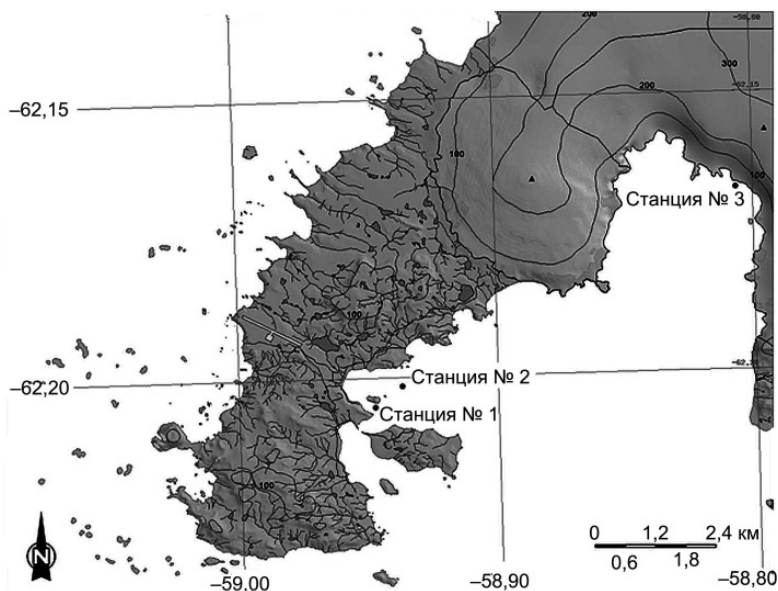


Рис. 1. Расположение планктонных станций в бухте Ардли



Рис. 2. Станция отбора планктонных проб, расположенная в непосредственной близости от ледника Коллинз (станция № 3)



Рис. 3. Процесс отбора планктонных проб

Работы выполняли с моторной лодки (рис. 3). Пробы планктона собирали малой сетью Джеди (диаметр входного отверстия 0,26 м, размер ячее фильтрующего конуса 200 мкм) по слоям. На прибрежной станции № 1 пробы отбирали с глубин 10–0 м и дно–10 м (20–25 м); на глубоководной станции № 2 с горизонтов 10–0, 25–10 м и 50–25 м; у ледника Коллинз на станции № 3 с глубин 10–0, 20–10, 35–20 м. Горизонтальные ловы в поверхностном слое на участке между станциями № 1 и № 2 проводили с использованием вмонтированного во внутренне кольцо сети Джеди измерителя течения (Digital Flow Meter Model 23.090). Пройденная дистанция измерялась по JPS.

Планктонные пробы фиксировали 4%-ным формалином для дальнейшей обработки в лаборатории. Всего было собрано 129 проб.

Для наблюдений использовали микроскоп МБИ-3 (Россия) с фазово-контрастной установкой КФ-5 в проходящем свете и объективами водяной иммерсии. Микроскоп был оборудован фотокамерой Canon A 570 IS для более четкой идентификации обнаруженных организмов.

Температуру воды измеряли опрокидывающимися термометрами (ТГ) на глубинах 0, 10, 15, 25, 35 и 50 м. На тех же горизонтах батометрами БМ-48 отбирали пробы воды для определения солёности. Солёность измеряли с помощью кондуктометра YSI. В общей сложности в течение года выполнено более 200 измерений температуры и солёности.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты измерения гидрологических параметров среды показали, что солёность на прибрежной станции № 1 изменялась в течение года от 33,9 ‰ до 35,1 ‰. Наиболее высокая средняя солёность зафиксирована в июле и июне, наиболее низкая – в ноябре, декабре и мае. Не было выявлено вертикального градиента изменения солёности с глубиной. Как правило, значения солёности на разных глубинах на станции № 1 или не отличались, или отличались незначительно – на 0,1 ‰. Наибольшая разность между максимальной и минимальной солёностью на одной станции составляла 0,7 ‰. На глубоководной станции № 2 тенденции изменения солёности были сходны с таковыми на станции № 1. Максимальная солёность выявлена в июле и июне, четкого вертикального градиента изменения солёности с глубиной выявлено не было. На станции № 3, расположенной в непосредственной близости от ледника Коллинз, напротив, был выявлен четкий вертикальный градиент изменения солёности с глубиной, вызванный опреснением поверхностного слоя воды в процессе таяния ледника (декабрь, январь, февраль, март). Так, поверхностный слой воды в период интенсивного таяния ледника имел солёность 25,6–27,0 ‰. Однако уже на глубине 5 м солёность повышалась до 31–32 ‰, и далее с глубиной происходило постепенное ее увеличение до 34 ‰. То есть придонный слой воды (35 м) на станции № 3 характеризовался величинами солёности, сходными с отмечавшимися на станциях № 1 и № 2 на разных глубинах в летние месяцы.

В течение периода наблюдений температура воды изменялась на разных станциях от –1,8 °С (08.08.2008, станции № 1 и № 2, глубина 0 м), до +2,2 °С (09.03.2008, станция № 1, глубина 0 м). Максимальные температуры отмечены с конца декабря по начало марта. С середины мая по середину октября вода в бухте Ардли характеризовалась отрицательными температурами, однако прочного ледового покрова не установилось. На станциях № 1 и № 2 происходило незначительное снижение температуры воды с глубиной. Однако не всегда данная тенденция была четко выражена. Так, максимальные отрицательные температуры, близкие к точке замерзания, выявлены в поверхностном слое. На станции № 3 величины температур по глубинам распределялись мозаично, четких тенденций распределения выявить не удалось. В декабре и конце января температура поверхностного слоя воды была существенно выше температуры нижележащих слоев, в начале января, феврале и марте наблюдалась обратная картина. Возможно, температура воды на станции № 3 (в особенности

Биоразнообразие и относительная встречаемость видов (%)

Виды и формы	Станция		
	№ 1	№ 2	№ 3
OPISTHOCONTA Cavalier-Smith, 1987, emend. Cavalier-Smith and Chao, 1995, emend. Adl et al., 2005			
*Choanomonada Kent, 1880			
**Salpingoecidae Kent, 1880			
<i>Salpingoeca infusionum</i> Kent, 1880			66,66
<i>Salpingoeca tuba</i> Kent, 1880			50
**Acanthoecidae Norris, 1965			
<i>Acanthocorbis</i> sp.	15,79	10,52	
<i>Acanthoeca brevipoda</i> Ellis, 1930	52,63	52,63	
<i>Bicosta spinifera</i> (Throndsen, 1970) Leadbeater, 1978	42,10		
<i>Bicosta</i> sp.		36,84	
<i>Calliacantha</i> sp.	5,26	10,52	
<i>Cosmoeca</i> sp.	21,05	15,79	
<i>Diaphanoeca grandis</i> Ellis, 1930	57,89	52,63	
<i>Diaphanoeca</i> sp.	15,79	15,79	
<i>Kakoeca antarctica</i> Buck, Marchant, 1991		10,52	
<i>Parvicorbicula</i> sp.	5,26		
<i>Savillea parva</i> (Ellis, 1930) Loeblich, 1967		21,05	
<i>Stephanoeca diplocostata</i> Ellis, 1930	73,68	68,42	
RHIZARIA Cavalier-Smith, 2002			
*Cercozoa Cavalier-Smith, 1998, emend. Adl et al., 2005			
**Cercomonadida (Poche, 1913), emend. Vickerman, 1983, emend. Mylnikov, 1986			
***Heteromitidae Kent, 1880, emend. Mylnikov, 1990, emend. Mylnikov and Karpov, 2004			
Incertae sedis Heteromitidae			
<i>Protaspis simplex</i> Vørs, 1992			83,33
<i>P. verrucosa</i> Larsen and Patterson, 1990	31,58	31,58	16,66
<i>Protaspis</i> sp.	10,52	5,26	16,66
**Silicofilosea Adl et al., 2005			
***Thaumatomonadida Shirkina, 1987			
<i>Thaumatomastix</i> sp.			50
**Incertae sedis Cercozoa			
<i>Cryothecomonas armigera</i> Thomsen et al., 1991		15,79	
CHROMALVEOLATA Adl et al., 2005			
*Cryptophyceae Pascher, 1913, emend. Schoenichen, 1925			
**Goniomonadales Novarino and Lucas, 1993			
<i>Goniomonas amphinema</i> Larsen and Patterson, 1990	21,05		50
<i>G. pacifica</i> Larsen and Patterson, 1990	47,37	42,10	
*Stramenopiles Patterson, 1989, emend. Adl et al., 2005			
** Bicosoecida Grass, 1926, emend. Karpov, 1998			
<i>Caecitellus parvulus</i> (Griessmann, 1913) Patterson et al., 1993	26,31		
<i>Cafeteria roenbergensis</i> Fenchel and Patterson, 1988	78,95	73,68	66,66
<i>Cafeteria</i> sp.	57,89	63,15	16,66
<i>Pseudobodo tremulans</i> Griessmann, 1913	57,89	52,65	33,33

в прото-зоопланктонных сообществах на различных станциях

Виды и формы	Станция		
	№ 1	№ 2	№ 3
**Chrysophyceae Pascher, 1914 <i>Paraphysomonas sp.</i>	84,21	78,95	1,00
Dictyochophyceae Silva, 1980 *Pedinellales Zimmermann, Mestrup and Hillfors, 1984 <i>Pteridomonas danica</i> Patterson and Fenchel, 1985	10,52		
*Alveolata Cavalier-Smith, 1991 **Dinozoa Cavalier-Smith, 1981, emend. Cavalier-Smith and Chao, 2004 ***Dinoflagellata Btschli, 1885, emend. Fensome, Taylor, Sarjeant, Norris, Wharton, and Williams, 1993, emend. Adl et al., 2005 ****Dinophyceae Pascher, 1914 *****Gymnodiniphyceidae Fensome et al., 1993 <i>Amphydinium sp.</i>	10,52	10,52	
<i>Gyrodinium sp.</i>		5,26	
EXCAVATA Cavalier-Smith, 2002, emend. Simpson, 2003 *Heterolobosea Page and Blanton, 1985 **Vahlkampfiidae Jollos, 1917 <i>Percolomonas cosmopolitius</i> (Ruinen, 1938) Fenchel and Patterson, 1986	26,31	31,58	
*Euglenozoa Cavalier-Smith, 1981, emend. Simpson, 1997 **Euglenida Btschli, 1884, emend. Simpson, 1997 ***Heteronematina Leedale, 1967 <i>Petalomonas minor</i> Larsen and Patterson, 1990			66,66
<i>P. minuta</i> Hollande, 1942	15,79		
<i>P. pusilla</i> Skuja, 1948	31,58	31,58	83,33
<i>Petalomonas sp.</i>		5,26	
<i>Ploeotia sp.</i>	10,52	5,26	33,33
***Sphenomonadina Leedale, 1967 <i>Notosolenus sp.</i>	5,26	10,52	16,66
Kinetoplastea Honigberg, 1963 *Metakinoplastina Vickerman in Moreira, Lopez-Garcia, and Vickerman, 2004 ****Neobodonida Vickerman in Moreira, Lopez-Garcia, and Vickerman, 2004 <i>Rhynchomonas nasuta</i> (Stokes, 1888) Klebs, 1892			83,33
****Eubodonida Vickerman in Moreira, Lopez-Garcia, and Vickerman, 2004 <i>Bodo curvifilus</i> Griessmann, 1913			50
<i>Bodo designis</i> Skuja, 1948	73,68	63,15	1,00
<i>Bodo saliens</i> Larsen and Patterson, 1990	15,79	10,52	
<i>Bodo saltans</i> Ehrenberg, 1832	15,79	15,79	1,00
Incertae sedis EUKARYOTA <i>Ancyromonas sigmoides</i> Kent, 1880			83,33
<i>Kiitoksia ystava</i> Vørs, 1992	10,52		
<i>Metromonas grandis</i> Larsen and Patterson, 1990	5,26		
<i>Metromonas simplex</i> (Griessmann, 1913) Larsen and Patterson, 1990	21,05	15,79	

поверхностного слоя) определяется интенсивностью стока с ледника, которая была различной в разные даты отбора проб и измерений. Температуры воды на станциях № 1 и № 2 в целом были сходны в одни и те же даты проведения измерений.

В результате исследований в составе протозоопланктона обнаружено 45 видов и форм из 10 таксономических групп и группы *Incertae sedis* (табл. 1). Наиболее часто встречались следующие виды: *Bodo designis*, *Cafeteria roenbergensis*, *Stephanoecca diplocostata*, *Paraphysomonas sp.*, относящиеся к гетеротрофным флагеллятам. Наибольшим видовым богатством характеризуются хоанофлагелляты, эвглениды, кинетопластиды (рис. 4, 5). Большинство обнаруженных видов являются бактериотрофами, играющими важную роль в контроле численности, продукции и структуры бактериоценозов [2], однако облигатных бактериотрофов выявлено не много, и в зависимости от условий обитания они потребляют разнообразную пищу (детрит, растворенную органику). Обнаруженные виды имеют разные пищевые стратегии, однако преобладающей является активный поиск и захват пищи, присущий быстро передвигающимся формам, имеющим специальные структуры для ее захвата и поглощения.

Следует отметить, что среди обнаруженных видов типично-планктонными являются только хоанофлагелляты и бикозоциды [1], другие виды являются также обычным компонентом бентосных ценозов.

В составе зоопланктона доминируют представители класса *Copepoda*, в частности *Oithona similis*, *Ctenocalanus citer* и *Metridia gerlachei*. Анализ распределения зоопланктонных животных будет проведен позже.

Видовое богатство на станциях № 1 и № 2 сходно и составляет 31 и 29 видов соответственно. Большую часть биоразнообразия здесь составляют типично морские

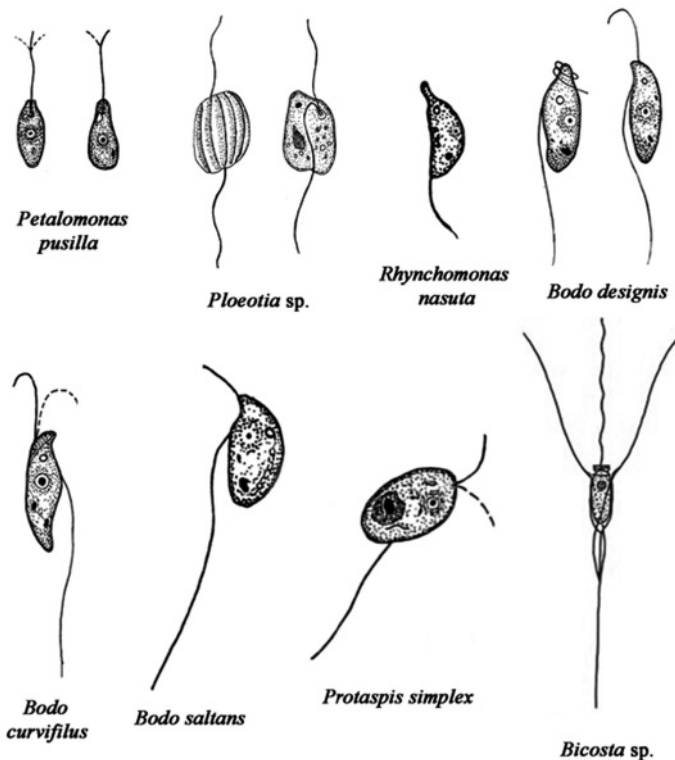


Рис. 4. Доминирующие виды (штриховые рисунки)

Таблица 2

Среднегодовые значения численности N (экз./см ³) и биомассы B (мкг/см ³)						
Таксоны	Станция № 1		Станция № 2		Станция № 3	
	N	B	N	B	N	B
<i>Choanoflagellida</i>	292,12	0,032	252,36	0,031	180,82	0,018
<i>Cercozoa</i>	168,44	0,024	138,62	0,019	124,46	0,018
<i>Bicosoecida</i>	94,78	0,011	84,26	0,009	66,84	0,006
<i>Heteronematina</i>	186,24	0,029	144,98	0,021	138,24	0,016
<i>Kinetoplastea</i>	320,84	0,047	260,68	0,034	256,18	0,033

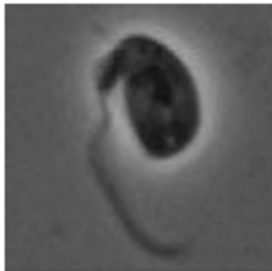
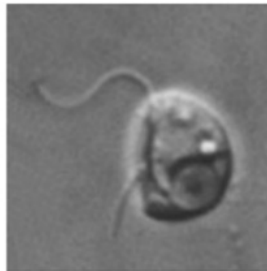
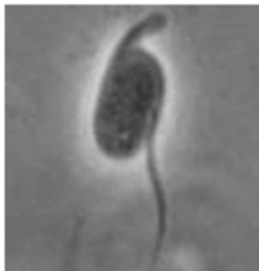
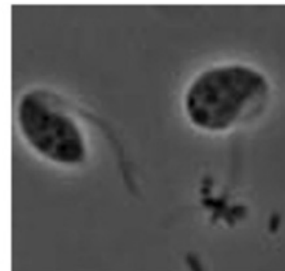
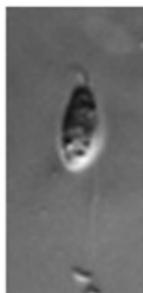
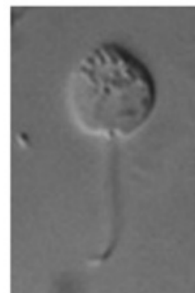
*Ancyromonas sigmoides**Cafeteria roenbergensis**Goniomonas amphynema**Rhynchomonas nasuta**Paraphysomonas* sp.*Percolomonas cosmopolitus**Bodo designis**Protaspis verrucosa**Metromonas grandis*

Рис. 5. Фотографии доминирующих видов

виды. На станции № 3, находящейся под влиянием опреснения вследствие таяния ледника, видовое богатство существенно ниже (20 видов). При этом облигатно-морские виды здесь практически не встречаются (особенно это характерно для поверхностного слоя воды), они заменяются эврибионтными и эвригалинными видами, которые встречаются и в пресных водах.

В исследованных местообитаниях по численности и биомассе доминировали кинетопластыды и хоанофлагелляты (табл. 2). Самым обильным видом на всех станциях является *Bodo designis*. На прибрежной станции № 1 количественные характеристики сообщества были выше, чем на станции № 2. При сходных величинах биоразнообразия численность и биомасса на станции № 1 были выше вследствие обильного развития кинетопластид летом (декабрь—март). Сообщество станции № 3, с более низким видовым богатством по сравнению со станциями № 1 и 2, характеризовалось достаточно высокими количественными показателями (численность и биомасса), что объясняется повышением обилия эврибионтных форм.

На рис. 6 и 7 представлен сезонный ход изменений суммарной численности и биомассы на станциях. Наибольшее обилие приходится на ноябрь и декабрь. В целом на станциях № 1 и № 2 от зимы к лету численность и биомасса протозоопланктонных сообществ повышается. Небольшое увеличение обилия отмечается и в апреле. Наименьшие численность и биомасса сообществ приходятся на май—июнь. На станции № 3 ход сезонных изменений количественных характеристик сообщества четко охарактеризовать не удастся в связи с ограниченностью периода наблюдений.

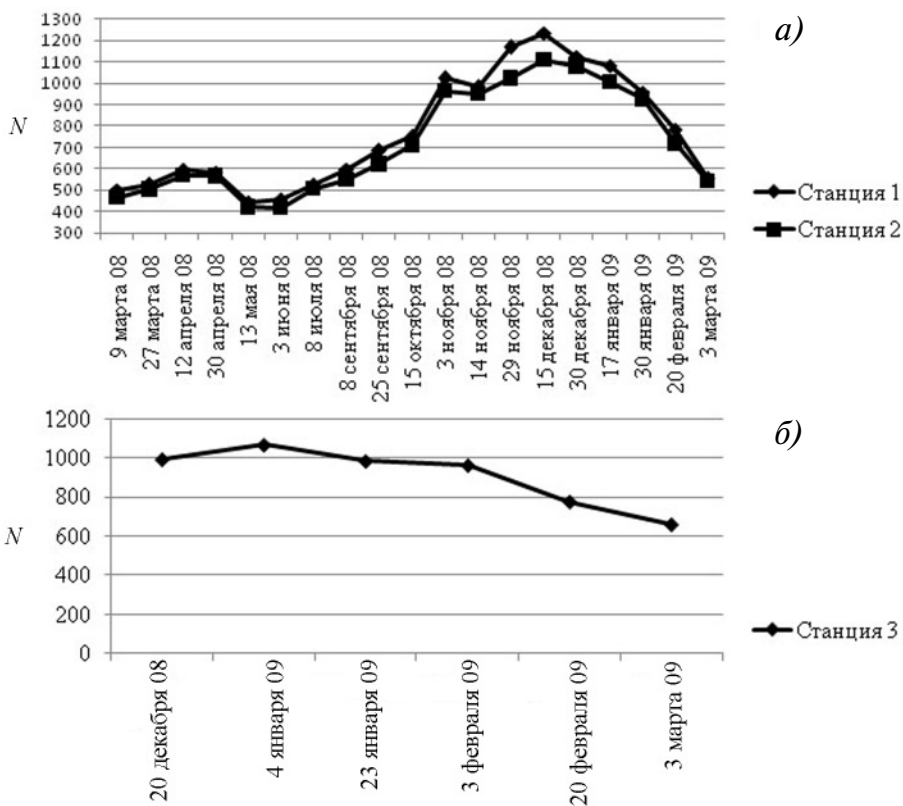


Рис. 6. Динамика численности N (экз./см³) за период наблюдений: а – прибрежная и глубоководная станции; б – околледниковая станция

Сезонная динамика изменения численности и биомассы для доминирующих групп (кинетопластид и хоанофлагеллят) представлена на рис. 8–11. Тенденции изменений количественных характеристик этих наиболее обильных таксонов были сходными с таковыми, характерными для всего протозоопланктонного сообщества. Наибольшее обилие выявлено в ноябре и декабре, от зимы к лету численность и биомасса возрастают.

Изменения суммарного обилия протозоопланктона и доминирующих таксонов были очень сходными на первых двух станциях. Никаких существенных различий не выявлено. Однако динамика малочисленных таксономических группировок могла отличаться на станциях № 1 и № 2. Но говорить о каких-то трендах и закономерностях сложно, поскольку представители этих малочисленных таксонов встречались спорадически и могли полностью выпасть из состава сообществ.

В вертикальном распределении организмов по глубинам на станциях № 1 и № 2 закономерностей не выявлено (рис. 12). Суммарное обилие сообществ в течение года распределялось мозаично по различным горизонтам водной толщи. Вероятно, причина этого – в отсутствии выраженных вертикальных градиентов температуры и солёности. На станции № 3, где присутствовал вертикальный градиент солёности, напротив, наблюдается увеличение количественного обилия с глубиной. Особенно четкие различия наблюдаются между численностью организмов в опресненных горизонтах (0 и 5 м) и на остальных глубинах.

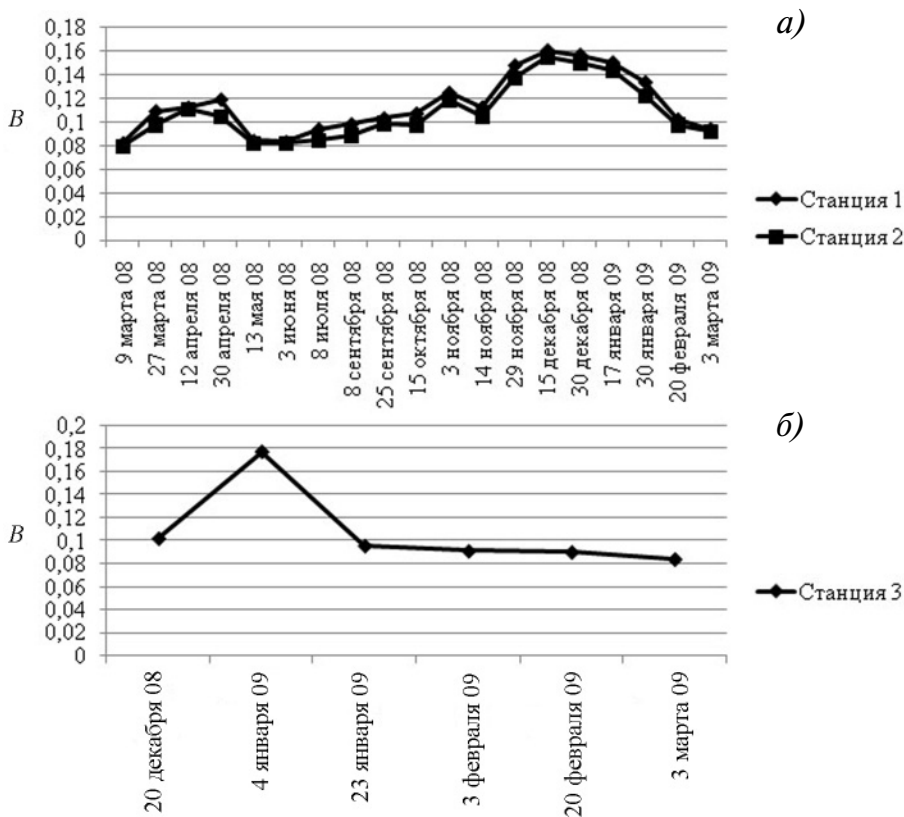


Рис. 7. Динамика биомассы B (мкг/см³) за период наблюдений: а – прибрежная и глубоководная станции; б – околледниковая станция

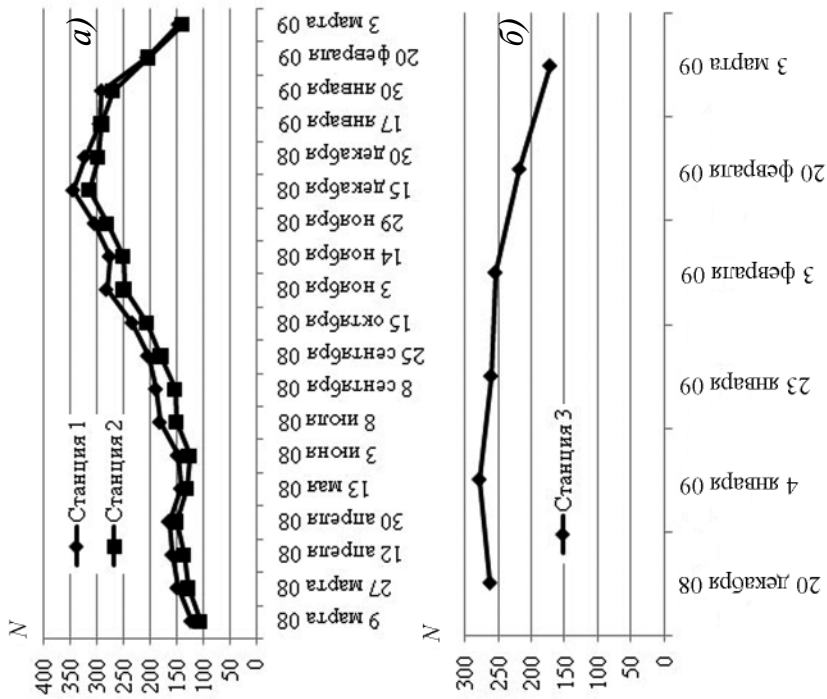


Рис. 8. Динамика численности N (экз./см³) за период наблюдений для доминирующих групп *Kinetoplastea*: а – прибрежная и глубоководная станции; б – околоследниковая станция

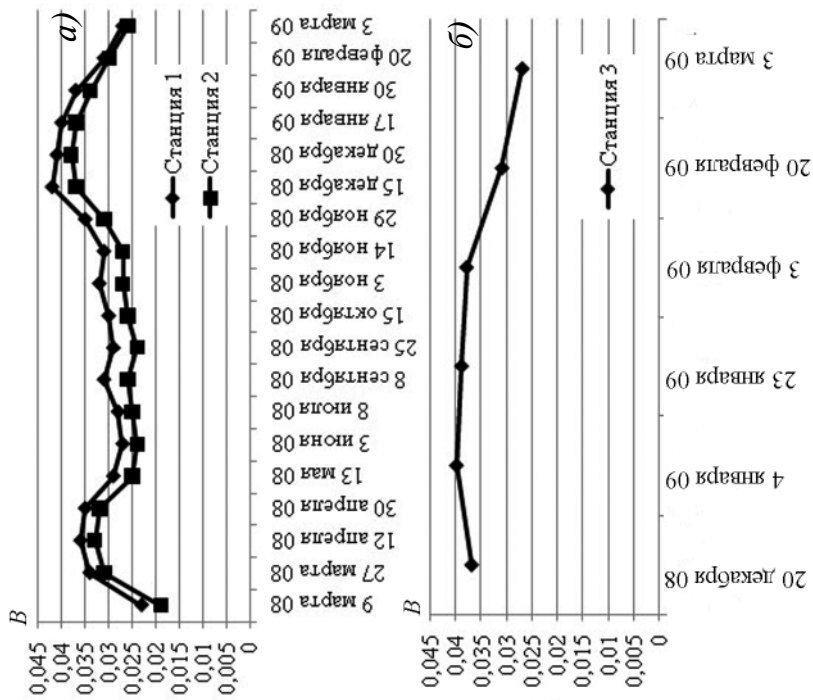


Рис. 9. Динамика биомассы B (мг/см³) за период наблюдений для доминирующих групп *Kinetoplastea*: а – прибрежная и глубоководная станции; б – околоследниковая станция

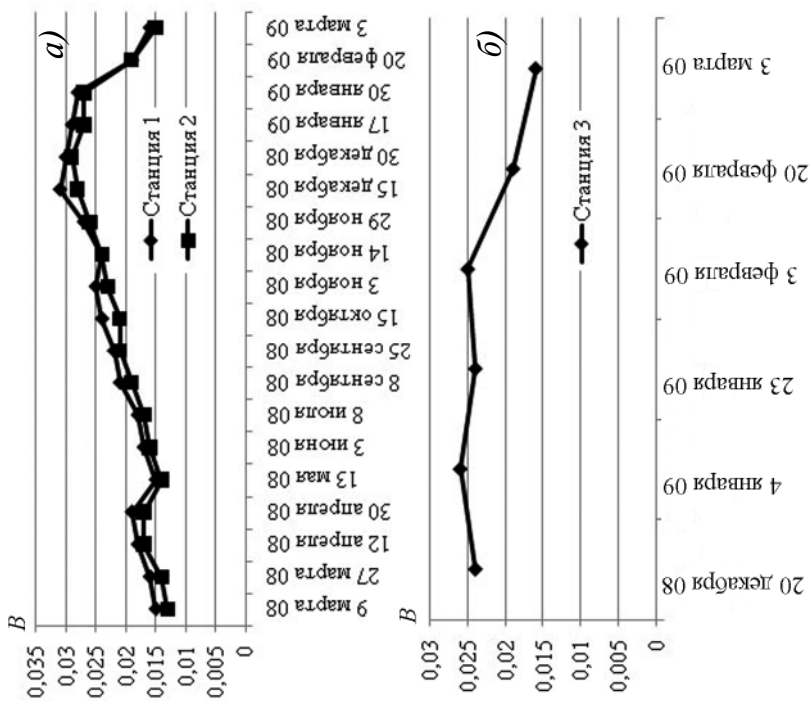


Рис. 11. Динамика биомассы B (мкг/см³) за период наблюдений для доминирующих групп *Chaetoflagellida*: а – прибрежная и глубоководная станции; б – околосредовая станция

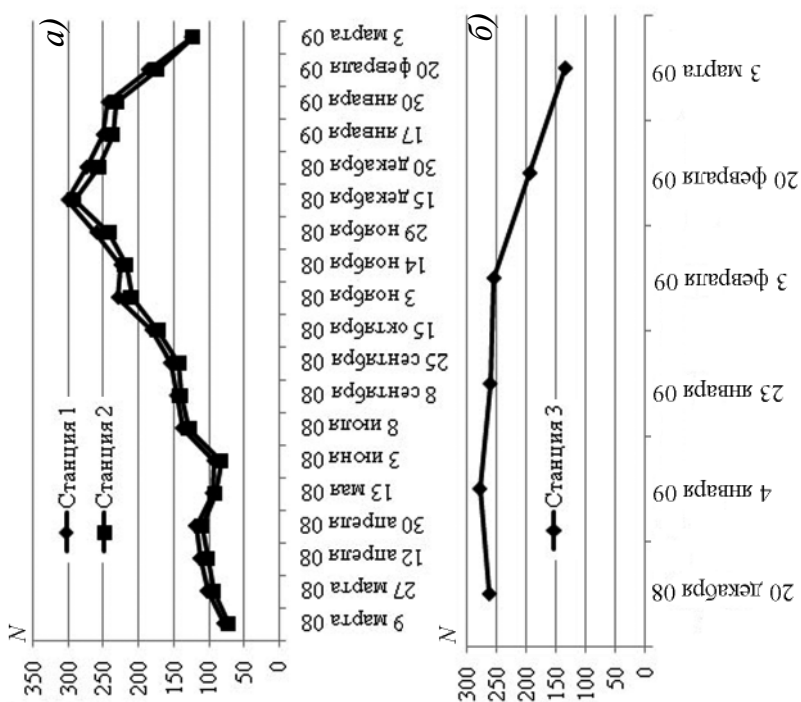


Рис. 10. Динамика численности N (экз./см³) за период наблюдений для доминирующих групп *Chaetoflagellida*: а – прибрежная и глубоководная станции; б – околосредовая станция

ВЫВОДЫ

1. Температурный режим исследованной акватории характеризуется выраженной сезонностью с максимальными температурами в конце лета—начале осени и минимальными — зимой.

2. Сезонные колебания солености на станциях № 1 и № 2 крайне незначительны, так же как и вертикальные градиенты, что позволяет предположить наличие интенсивного перемешивания водной толщи. Вероятно, в этом участвуют как значительное ветровое воздействие, так и приливные течения.

3. На станции № 3, расположенной в непосредственной близости от ледника Коллинз, был выявлен четкий вертикальный градиент изменения солености с глубиной, вызванный опреснением поверхностного слоя воды в процессе таяния ледника.

4. На прибрежной станции № 1 количественные характеристики сообщества были выше, чем на станции № 2. Сообщество станции № 3, с более низким

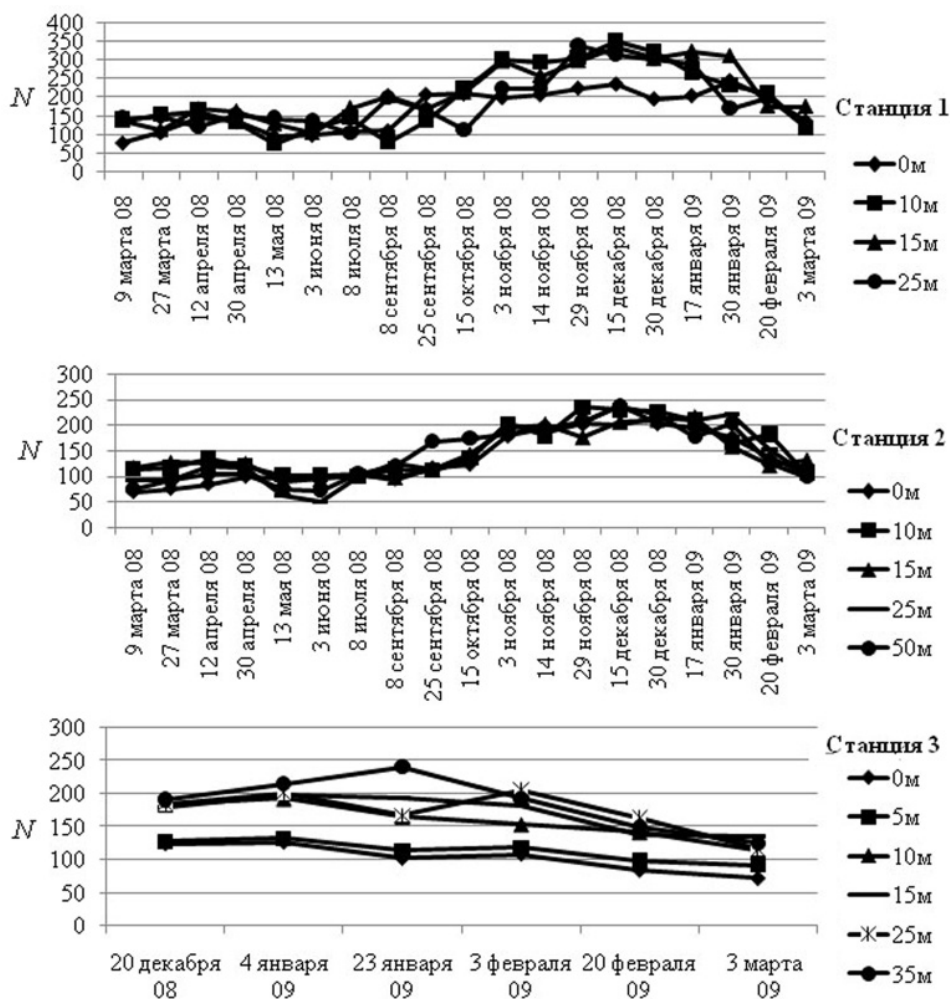


Рис. 12. Динамика численности N (экз./см³) в разных горизонтах водной толщи и на разных станциях

видовым богатством по сравнению со станциями № 1 и № 2, характеризовалось достаточно высокими количественными показателями (численность и биомасса), что объясняется повышением обилия эврибионтных форм.

5. В вертикальном распределении организмов по глубинам на станциях № 1 и № 2 закономерностей не выявлено. Суммарное обилие сообществ в течение года распределялось мозаично по различным горизонтам водной толщи. На станции № 3, где присутствовал вертикальный градиент солености, напротив, наблюдается увеличение количественного обилия с глубиной.

Выражаю искреннюю благодарность начальнику станции Беллинсгаузен А.А.Орupu, механику-водителю А.С.Соловьеву, а также всем коллегам за помощь в организации и проведении исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жуков Б.Ф. Атлас пресноводных гетеротрофных жгутиконосцев (биология, экология и систематика). Рыбинск: Ин-т биологии внутр. вод РАН, 1993. 160 с.
2. Berninger U.-G., Caron D., Sanders R., Finlay B. Heterotrophic flagellates of planktonic community, their characteristics and methods of study // The biology of free-living heterotrophic flagellates. Oxford: Clarendon Press, 1991. P. 39–56.
3. Cook A.J., Fox A.J., Vaughan D.G., Ferrigno J.G. Retreating Glacier Fronts on the Antarctic Peninsula over the Past Half-Century // Science. 2005. Vol. 308. P. 541–544.
4. Gross L. As the Antarctic ice pack recedes, a fragile ecosystem hangs in the balance // PLoS Biology (Electronic journal). 2005. Vol. 3. № 4. P. 557–561.
5. Pakhomov E.A., Fuentes V., Schloss I., Atencio A., Esnal G.B. Beaching of the tunicate *Salpa thompsoni* at high levels of suspended particulate matter in the Southern Ocean // Polar Biol. 2003. Vol. 26. P. 427–431.
6. Thatje S., Fuentes V. First record of anomuran and brachyuran larvae (Crustacea: Decapoda) from Antarctic waters // Polar Biol. 2003. Vol. 26. P. 279–282.

D.V.TICHONENKOV

THE SEASON CHANGES IN STRUCTURE OF PROTOZOOPLANKTON AND ZOOPLANKTON COMMUNITIES IN NEAR COAST ZONE OF THE KING GEORGE ISLAND (THE SOUTH SHETLAND ISLANDS)

There have been studied season changes in structure of protozooplankton and zooplankton communities in near coast zone of the King George Island (the South Shetland Islands) at three stations in the Ardly Bay at different distances from beach. This investigation continues of monitoring studies of pelagic ecosystem of the Ardly Bay from 2005 up to 2008. Salinity, temperature of water were studied in the aquatory. At the station three near the glacier Collins have been fixed gradient in vertical changes of salinity and temperature over influence of melting of the glacier.

*In protozooplankton communities have been identified 45 species and forms of 10 taxonomic groups and Insertae sedis. Commonly there were *Bodo designis*, *Cafeteria roenbergensis*, *Stephanoeca diplocostata*, *Paraphysomonas* sp., as heterotrophic choanocytes. Most species diversities were noted among choanoflagellates, euglenids, kinetoplastids.*

*In zooplankton Copepoda species were as dominant group, such as *Oitonia similis*, *Ctenocalanus citer*, *Metridia gerlachea*. At st. 3, where there are vertical gradient of salinity and temperature, there were fixed quantitative abundances of organisms with depths.*

Keywords: King George Island, protozooplankton, zooplankton, abundance, biomass.

НОВЫЕ ВИДЫ МШАНОК (*BRYOZOA*, *CHEILOSTOMATA*) ИЗ МОРЯ УЭДДЕЛЛА, АНТАРКТИКА

канд. биол. наук В.И.ГОНТАРЬ

Зоологический институт Российской академии наук, Санкт-Петербург, gontar2@yahoo.com

В фауне моря Уэдделла обнаружены новые для науки виды мшанок — *Bryozoa*: *Chaperiopsis weddelli* sp.n. и *Smittina vacuolaris* sp.n. Виды найдены в коллекциях, собранных Германской Антарктической экспедицией на судне «Polarstern» в 1996 г. *Chaperiopsis weddelli* представляет группу *Anasca*, а *Smittina vacuolaris* группу *Ascophora*. Представители рода *Chaperiopsis* известны из третичных отложений, и большинство видов (около 50) встречается в нотальных водах. Лишь 5 видов и среди них *Chaperiopsis weddelli* обнаружены в антарктических морях. Это позволяет предположить, что эти виды проникли в антарктические моря из нотальных вод. *Smittina vacuolaris* представляет группу *Ascophora*. Род *Smittina* имеет биполярное распространение. В антарктических морях род имеет большее видовое разнообразие, чем в арктических.

Ключевые слова: Антарктика, *Bryozoa*, *Cheilostomata*, фауна.

Фауна мшанок моря Уэдделла очень богата новыми для науки видами. Это связано с тем, что эта фауна была совершенно не исследована до недавнего времени. Первые коллекции мшанок были собраны в 1996 г. немецкой экспедицией на судне «Polarstern». В сборах этой экспедиции XIII/3 (32 станции и 64 количественные и качественные пробы) были обнаружены более 400 видов и подвидов мшанок из трех современных отрядов *Cyclostomata*, *Ctenostomata*, *Cheilostomata*. Аннотированный список видов мшанок опубликован в Reports on Polar Research [5] и в сборнике статей «Мшанки земного шара» [1]. Среди встреченных видов описаны уже 6 новых для науки видов и 3 новых для науки рода [4]. В настоящей статье приводится описание еще 2 новых для науки видов из родов *Chaperiopsis* и *Smittina*. Это корковые колонии, обрастающие различные субстраты. Поскольку в море Уэдделла преобладают вертикально растущие колонии различных видов мшанок [1], находка этих видов представляет большой интерес.

Хейлостомные мшанки из семейства *Chaperiidae* широко распространены в Южном полушарии и представляют группу *Anasca*. Gordon [6] упоминал более 50 ископаемых и современных видов, большинство из которых относились к роду *Chaperiopsis*. Только несколько из них были объектом сравнительных систематических исследований. Brown [3] описал 11 видов из третичных отложений Новой Зеландии и стабилизировал таксономию семейства установлением валидности *Chaperia* Jullien 1881. Вслед за ним ряд авторов (Uttley, Uttley & Bullivant, Gordon) исследовали и установили систематические взаимоотношения внутри семейства на примере новозеландских видов. Однако все исследованные виды были встречены преимущественно у Новой Зеландии. Лишь часть видов была отмечена на Патагонском шельфе, у Южной Африки и в южной части Индийского океана. Большинство видов, отмеченных за пределами новозеландского шельфа, нуждались в ревизии. Hayward и Thøgers [8], критически проанализировав валидность упомянутых Гордоном видов, переписали 10 видов и описали 6 новых для науки видов. Районы, в которых были

встречены исследованные ими виды, представлены Патагонским шельфом, Южными Атлантическими островами, южной частью Индийского океана, районом южнее Новой Зеландии и многочисленными антарктическими станциями. Собственно антарктические находки упомянутых ими видов из этого рода ограничили лишь 3 видами: море Росса — *Ch. cervicornis* (Busk), у Земли Короля Эдуарда — *Ch. protecta* (Waters), у Земли Вильгельма II и в районе 70° ю.ш., 80° 48' и 82° 47' з.д. — *Ch. patulosa* (Waters). Hayward [7] в своей работе также описал 3 вида, встреченных в антарктических водах по данным из моря Беллингаузена, у Земли Вильгельма II — *Ch. patulosa* (Waters), *Ch. protecta* (Waters), *Ch. quadrispinosa* (Kluge). Таким образом, в антарктических водах были отмечены только 4 вида из этого рода. Все остальные виды были встречены не южнее субантарктических вод. Можно предположить, что виды этого рода, широко представленные в нотальных и субантарктических водах, смогли проникнуть в антарктические воды. Новый вид *Chaperiopsis weddelli* очень интересная находка как для моря Уэдделла, так и для фауны Антарктики в целом. Вероятно, он относится к видам атлантического происхождения из этого рода.

Семейство *Smittinidae* широко распространено в водах Мирового океана, включает 25 родов и представляет группу *Ascophora*. Это семейство имеет своих представителей, в холодных водах как Антарктики, так и Арктики. Род *Smittina* Norman, 1903 имеет биполярное распространение, что редко встречается среди мшанок. Клюге [2] отметил 10 видов из этого рода в арктических морях. Собственно арктических видов среди них лишь половина. Остальные 5 имеют более широкое распространение и встречаются также в boreальных водах. Hayward [7] указал 12 видов, встреченных в антарктических водах. Однако ни один из встреченных им видов не имеет биполярного распространения. Нахождение нового вида *Smittina vacuolaris* в водах моря Уэдделла свидетельствует о том, что, несмотря на уже известное видовое разнообразие и широкое распространение видов этого рода в арктических и антарктических водах, все представители этого рода до сих остаются плохо изученными.

Подотряд FLUSTRINA Smitt, 1868

Надсемейство Calloporoidea Norman, 1903

Семейство Chaperiidae Jullien, 1888. Род *Chaperiopsis* Uttley, 1949

Chaperiopsis weddelli sp.n.

Голотип: колония, обрастающая камень (размер 4 × 3 мм); № 1/2—2004.

Местонахождение: ANT XII/3, «Polarstern» 39, 04.03.1996; станция 32/D; дночерпатель № 27; проба № 27; море Уэдделла, северо-восточнее мыса Норвегия, 70° 28' 80" ю.ш., 08° 15' 10" з.д.; глубина 283—286 м; сборщики: Б.И.Сиренко, И.С.Смирнов.

Паратипы: 2 колонии, обрастающие камни; № 2/3—2004; 3/4—2004.

Местонахождение: ANT XIII/3, «Polarstern» 39, 20.02.1996; станция № 2/MG, MG № 30; проба № 30, море Уэдделла, северо-восточнее мыса Норвегия, 71° 20' ю.ш., 12° 27' з.д.; глубина 253 м; сборщики: Б.И.Сиренко, И.С.Смирнов.

Колония обрастает камень и состоит из аутозооидов, фронтальная поверхность которых необычно высоко поднята над субстратом (высота вертикальных стенок аутозооидов у края колонии 0,4—0,5 мм), рис. 1а).

Аутозооиды (размеры: длина фронтальной поверхности 1,0—1,385 мм, ширина в дистальной части 0,5—0,75 мм, ширина в проксимальной части 0,125—0,75 мм) расположены в шахматном порядке (рис. 1а). Опезия овальной формы более широкая, чем высокая. Отверстие аутозооида (размеры: ширина 0,2—0,35 мм, высота 0,15—0,20 мм) расположено у дистального края фронтальной поверхности, имеет поперечно овальную форму с прямым проксимальным краем и занимает всю ширину дистальной части аутозооида. У каждого дистального угла опезии располагается по одному основанию от шипа или сочленованный у своего основания шип (длина 0,7—0,75 мм), полый внутри и более толстый у своего основания. Вершина шипа незаостренная. Отверстие окружено по бокам и дистальному краю *mural rim*, кото-

рый плавно переходит у проксимального края в узкую плоскую гранулированную криптоцисту, имеющую форму банана. В глубине отверстия у дистального края на каждой его стороне хорошо видна полочка, или окклюзорная ламина, которая служит для прикрепления мускулов оперкулюма (рис. 1а).

Выпуклая фронтальная поверхность (или щит) представлена гимноцистой с тонкой поперечной исчерченностью (рис. 1б). Эта исчерченность может выглядеть как дуговидные вогнутые к проксимальному краю наплывы. При этом фронталь остается полупрозрачной и не сильно обызвествленной. Форма фронтального щита очень разная: иногда он сильно редуцирован и имеет вид небольшого треугольника с вершиной в проксимальной части, иногда он очень широкий и совершенно неправильной геометрической формы, иногда удлиненно трапециевидной формы, сужающейся к проксимальному концу. Поры отсутствуют.

Гиперстомиальная овицелла занимает всю фронтальную поверхность в длину дочернего аутозооида до края его апертуры. Овицелла полушаровидной формы напоминает капюшон с передней необызвествленной частью. Эктоциста у дистального края отверстия иногда образует вырост, который изредка имеет вид вертикально расположенного вдоль средней линии треугольника.

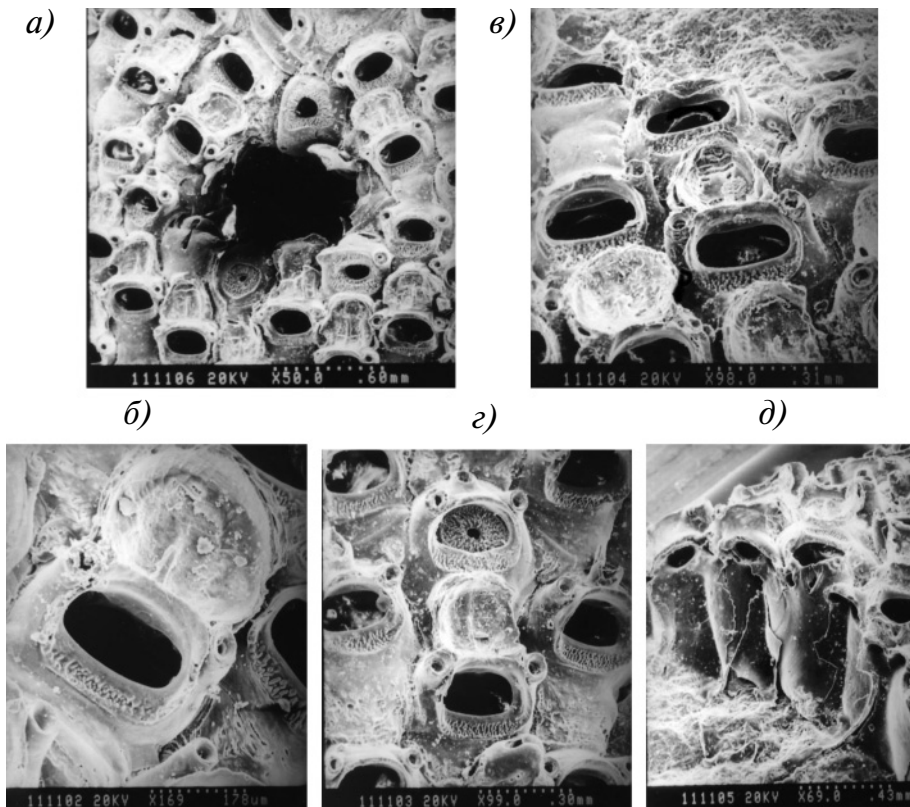


Рис. 1. *Chaperiopsis weddelli* sp.n.:

а — *Ch. weddelli*: часть колонии с деформированными аутозооидами; б — *Ch. weddelli*: аутозооид с овицеллой, видны основания от шипов, криптоциста; в — *Ch. weddelli*: аутозооиды с овицеллами, внутри отверстий аутозооидов видна окклюзорная ламина; г — *Ch. weddelli*: аутозооиды с авикулярием и диафрагмой, видны основания шипов; д — *Ch. weddelli*: крайние аутозооиды с септулами

Снаружи выдающегося дистального края отверстия аутозооида изредка имеется авикулярный неправильной округлой или трубчатой формы с круглой порой на дне (рис. 1з). Его мандибула треугольной формы. Авикулярный не связан с овицеллой.

Аутозооиды у края колонии в своей выпуклой округлой дистальной стенке в ее верхней половине имеют 3 камеры – септулы (рис. 1д). В этих камерах имеется большое неправильной формы округлое наружное отверстие. В верхней половине проксимальной стенки аутозооида на ее внутренней поверхности имеется большая овальная камера со слабо обызвествленным дном или две небольших камеры.

Иногда в колонии встречаются аутозооиды, отверстие которых закрыто известковой пластинкой с круглой порой в центре (рис. 1а и 1г).

Сравнение: от близкого вида *Chaperiopsis erecta* (Busk) (юго-западная Атлантика) отличается большими размерами аутозооидов, формой отверстия аутозооида, проксимальный край которого прямой; присутствием одной пары дистальных шипов. На овицелле отсутствует фенестра (отверстие). Иногда отверстие аутозооида закрыто известковой диафрагмой с порой в центре.

Вид назван по месту находки в море Уэдделла.

Подотряд ASCOPHORA Levinsen, 1909
Инфраотряд LEPRALIOMORPHA Gordon, 1989
Надсемейство Smittinoidea Levinsen, 1909
Семейство Smittinidae Levinsen, 1909; Под *Smittina* Norman, 1903

***Smittina vacuolaris* sp.n.**

Голотип: колония, обрастающая камень (размеры 35 × 30 мм); № 1–5/2004.

Местонахождение: ANT XII/3, «Polarstern» 39, 04.03.1996; станция № 32/D; дночерпатель № 27; проба № 27; море Уэдделла, северо-восточнее мыса Норвегия, 70° 28' 80" ю.ш., 8° 15' 10" з.д.; глубина 283–286 м, сборщики: Б.И.Сиренко, И.С.Смирнов.

Паратип: колония, обрастающая камень (размеры 20 × 16 мм); № 2–6/2004.

Местонахождение: ANT XIII/3, «Polarstern» 39, 06.02.1996; станция № 5/EBS, EBS № 1; проба № 1; море Уэдделла, северо-западнее мыса Норвегия, 71° 40' 87" ю.ш. 12° 43' 26" з.д.; глубина 239–254 м; грунт: губки; сборщики: Б.И.Сиренко, И.С.Смирнов.

Колония обрастающая, образующая широкую плоскую корку. Аутозооиды расположены либо в шахматном порядке, либо неправильными рядами. Аутозооиды с плоской или слегка выпуклой фронтальной поверхностью (длина без отверстия 0,7–0,75 мм, редко 1 мм; ширина в центральной части 0,75–0,9 мм, между двумя овицеллами 0,6 мм; ширина в проксимальной части 0,4–0,45 мм), имеют неправильную форму и отделены друг от друга низкими утолщенными извилистыми краями.

Первичное отверстие глубоко погружено, его ширина превышает высоту (ширина 0,2–0,25 мм; высота 0,2–0,25 мм). На его проксимальном крае находится широкий и неглубокий синус с лирулой. Лирула маленькая, короткая, треугольная с закругленной или плоской вершиной. Кондили маленькие и незаметные. Крышечка, закрывающая отверстие, желтоватая, хитинизированная.

Первичное отверстие окружено низким или более высоким перистомом, который имеет парные округлые боковые крылья, между которыми располагается псевдосинус. Дистальная часть перистома развивается из фронтального известкового щита дочернего аутозооида.

Фронтальная стенка аутозооидов образована гранулированной криптоцистой, покрытой блестящей прозрачной мембраной. Фронталь слегка выпуклая и покрыта мелкими круглыми порами, каждая из которых расположена на дне конусовидного углубления, возникшего из-за усиливающегося обызвествления вокруг пор. У края фронтали эти углубления немного крупнее.

Суборальный авикулярный, как правило, имеется. Авикулярный имеет удлиненную овальную форму (длина 0,175–0,2 мм, ширина мандибулы 0,1–0,125 мм).

Вершина его часто направлено косо дистально. Его роstralный край лежит почти в плоскости фронтальной поверхности из-за очень маленькой авикулярной камеры. Поперечная полочка тонкая, целая, ниже лежит маленькая круглая опезия; небо мандибулы не сплошное, с маленьким полукруглым фораменом ниже поперечной полочки. Авикулярий очень похож на авикулярий *S. antarctica* (Waters).

Округлые овицеллы (высота 0,25–0,35 мм; ширина 0,3–0,4 мм) имеют 5–6 пор на своей фронтальной поверхности. Они глубоко погружены под фронталь дочерних аутозооидов и поэтому почти не выдаются на поздних стадиях их развития. Фронталь овицеллы разделяется выступающими ребрами на три неравные части. Овицелла сообщается с полостью аутозооида через круглое отверстие внутри перистома, расположенное под крышечкой.

У базальной стенки зооида с внутренней стороны в стенках аутозооида располагаются округлые крупные поры.

Сравнение: от близкого вида *S. antarctica* отличается формой колонии, меньшими размерами аутозооидов, меньшими размерами суборального авикулярия,

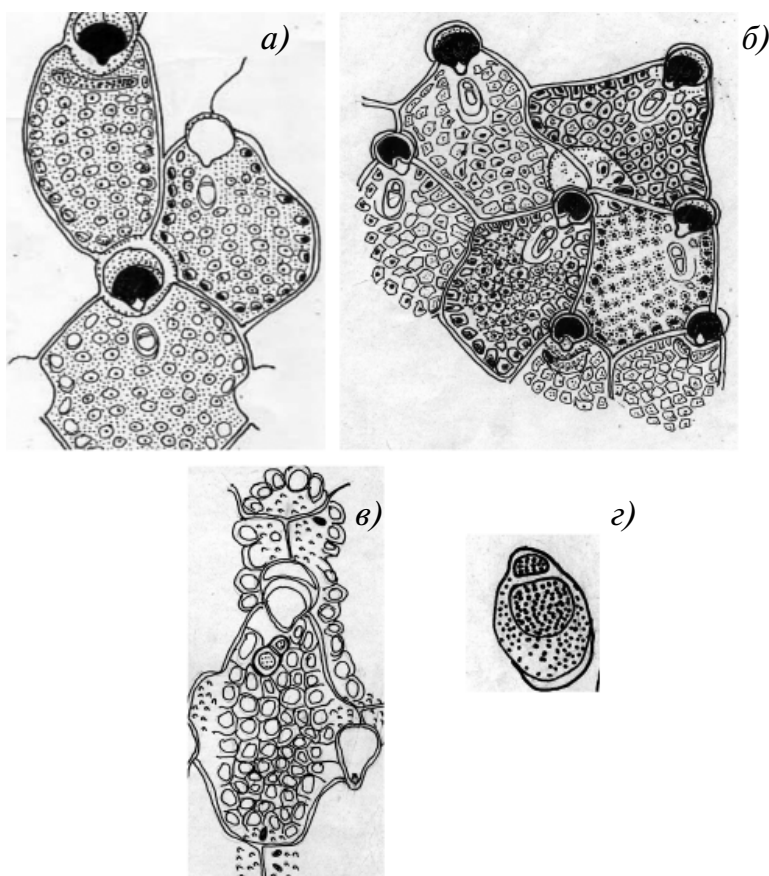


Рис. 2. *Smittina vacuolaris* sp.n.:

а — *S. vacuolaris*: фрагмент колонии — аутозоиды и овицелла; б — *S. vacuolaris*: необызвествленная площадка перед орифицием; в — *S. vacuolaris*: аутозоид с овицеллой, которая открываетя в полость отверстия аутозооида; г — *S. vacuolaris*: авикулярий

формой лирулы, меньшим числом пор на овицелле и наличием на овицелле поднимающихся краев, разделяющих ее на 3 части.

Вид назван по присутствию у краевых зооидов образования, напоминающего вакуоль.

Замечание автора

Pseudoadelascopora Gontar, 2002 = *Adelascopora* Hayward & Thorpe, 1988, syn. n.

Pseudoadelascopora weddellae Gontar, 2002 = *Adelascopora jeqolga* Moyano, 1989.

Описанный Гонтарь [4] новый вид и новый род *Pseudoadelascopora weddellae* Gontar является синонимом для *Adelascopora jeqolga* Moyano [9]. Благодаря переписке и консультациям с Hugo I. Moyano G. в 2002 г. удалось установить идентичность этих видов, поэтому мы сводим *Pseudoadelascopora weddellae* Gontar в синоним к *Adelascopora jeqolga* Moyano.

Данная работа выполнена в рамках и при поддержке подпрограммы «Изучение и исследование Антарктики» ФЦП «Мировой океан», Проект № 4 «Определение состояния антарктических экосистем, оценка окружающей среды в районе работ Российской антарктической экспедиции».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гонтарь В.И. Состав и распределение фауны мшанок моря Уэдделла, Антарктика // Мшанки земного шара: Международный сборник научных статей. Т. 2. Новокузнецк, 2003. С. 18–34.
2. Ключе Г.А. Мшанки северных морей СССР // Определители по фауне СССР. Т. 76. М.; Л. 1962. 584 с.
3. Brown D.A. The Tertiary Cheilostomatous Polyzoa of New Zealand // Trustees of the British Museum (Natural History). London, 1952. 405 p.
4. Gontar V.I. New species and new genera of *Cheilostomata* from the Weddell Sea, Antarctica (Bryozoa) // *Zoosystematica Rossica*. 2002. № 10 (2). P. 285–292.
5. Gontar V.I., Zabala M. *Bryozoa*. Biodiversity of the Weddell Sea: macrozoobenthic species (demersal fish included) sampled during the expedition ANT XII/3 (EASIZ I) with RV «Polarstern»/ Editor Gutt J. // *Reports on Polar Research*, 2000. № 372. P. 27–40.
6. Gordon D.P. The genera *Chaperiidae* (Bryozoa) // *New Zealand Journal of Zoology*. 1982. Vol. 9. P. 1–24.
7. Hayward P.J. Antarctic Cheilostomatous Bryozoa. Oxford; New York; Tokyo: Oxford University Press, 1995. 355 p.
8. Hayward P.J., Thorpe J.P. Species of *Chaperiopsis* (Bryozoa, *Cheilostomata*) collected by Discovery Investigation // *Journal of Natural History*. 1988. Vol. 22. Issue 1. P. 45–69.
9. Moyano G. Hugo I. Briozoos *Microporelidos Celarifformes* y *Flustriformes* de la Antartica // *Bolletín Societe Concepcio'n, Chile*. 1989. T. 60. P. 161–172.

V.I.GONTAR

NEW SPECIES (BRYOZOA, CHEILOSTOMATA) OF THE WEDDELL SEA, ANTARCTIC

Two new species: Chaperiopsis weddelli and Smittina vacuolaris from Bryozoa, Cheilostomata have been described. Both species were found in the Weddell Sea by German Antarctic Expedition ANT XIII/3 on research vessel «Polarstern» in 1996. Chaperiopsis weddelli represents Anasca, Smittina vacuolaris from Ascophora. Most of species of Chaperiopsis are distributed in notal waters. Five species only and Chaperiopsis weddelli between them were found in the Antarctic seas. They penetrated probably from subantarctic waters. Smittina vacuolaris is new species from Ascophora. The genus Smittina has bipolar distribution patterns. Nevertheless the species from this genus in Antarctic waters are more numerous than the species of Smittina of the Arctic seas.

Keywords: Antarctic, Bryozoa, Cheilostomata, fauna.

ПЛОТНОСТЬ СТАМУХ В ПЕЧОРСКОМ МОРЕ

д-р геогр. наук Ю.А.ГОРБУНОВ, канд. геогр. наук С.М.ЛОСЕВ,
канд. геогр. наук Л.Н.ДЫМЕНТ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, gua@aari.nw.ru

Представлены результаты анализа плотности стамух, рассчитанной по многолетним данным ледовой авиаразведки в обширных регионах моря и по материалам аэрофотосъемки на отдельных локальных участках. Выявлены закономерности уменьшения плотности стамух с увеличением глубины в основных регионах. Показано, что у открытого Варандейского и отчасти Тиманского берегов наряду с максимумом плотности стамух, формирующимся осенью во вдольбереговой полосе с глубинами до 2,5 м, существует второй, менее значительный максимум, проявляющийся вблизи положения средней многолетней границы припая в зоне с глубинами 8,5–10,5 м. Установлено, что значения плотности стамух, осредненные в пределах всего диапазона их осадки, как по данным ледовой авиаразведки, так и по фотосхемам полигонов аэрофотосъемки, зависят от площади обобщения исходной информации и соответствуют одной общей закономерности. На этом основании делается вывод, что, несмотря на специфические особенности и недостатки данных ледовой авиаразведки о стамухах, полученные по ее материалам за 28 лет наблюдений оценки плотности стамух являются вполне достоверными.

Ключевые слова: стамуха, авиаразведка, аэрофотосъемка, плотность стамух.

В связи с возрастанием интереса к природным ресурсам шельфа арктических морей, в последние 20 лет активизировалось изучение ледяных образований, которые необходимо учитывать при реализации здесь хозяйственной деятельности. К числу таких образований относятся стамухи – торосистые нагромождения льда, сидящие на грунте. Они весьма распространены в морях Арктики и встречаются в районах со значениями глубины в основном до 20–25 м.

В настоящее время по материалам ретроспективных ледовых авиаразведок и по спутниковым снимкам во всех арктических морях России определены области распространения стамух, рассчитаны функции распределения их осадки, проанализированы межгодовые изменения количества этих образований [4, 5, 7], выявлены случаи существования многолетних стамух и оценена продолжительность их «жизни» [2, 6]. Для некоторых локальных районов на основе материалов аэрофотосъемки, радиолокационной съемки, а также прямых измерений, выполненных на льду, установлены размеры стамух [3, 8, 9].

Что касается плотности стамух, которая является мерой их концентрации в некоторой зоне и равна $q = n/S$, где n – число стамух в зоне, а S – ее площадь, то первые оценки q были получены по материалам аэрофотосъемки в Восточно-Сибирском море [9]. Съемка осуществлялась в масштабе 1:50000 с целью определения векторов скорости дрейфа льда в июле 1969 г. и в августе 1971 г. на участке протяженностью 120 км и шириной около 9 км между мысом Большой Баранов и островом Четырехстолбовой. Выделение стамух в дрейфующем льду выполнялось по отсутствию их перемещения за промежуток времени между повторными съемками, которые производились трижды с интервалом 4 часа. Глубина моря на большей части участка не превышала 20 м. Все учтенные стамухи находились на удалении более 150 м от берега на глубинах не менее 7–10 м.

Плотность стамух рассчитывалась по квадратам 5×5 км. Количество квадратов в 1969 и в 1971 гг. было одинаковым и равным 13. Площадь области со стамухами каждый раз составляла 325 км^2 . Анализ полученных данных показал, что значения q имели существенные пространственные различия. Максимальная плотность в квадратах в 4–5 раз превышала минимальную ее величину. При этом зоны с повышенными и пониженными значениями q в обоих случаях совпадали. Ниже представлены характеристики плотности, полученные в результате обобщения сведений, приведенных в указанной работе:

Дата аэрофотосъемки	Число обнаруженных стамух	q_{\min} , км^{-2}	q_{\max} , км^{-2}	$q_{\text{ср.}}$, км^{-2}
26.07.1969	207	0,24	1,12	0,64
21.08.1971	175	0,16	0,60	0,54

Поскольку в 1971 г. наблюдения проводились на месяц позже, значения характеристик плотности, вследствие таяния и разрушения стамух, оказались несколько меньше, чем в 1969 г.

На основе материалов ледовой авиаразведки с 1985 по 1990 г. были рассчитаны значения плотности стамух в Сахалинском заливе и в прибрежной зоне северо-восточного шельфа острова Сахалин [1]. Из приведенных в этой работе данных следует, что здесь пространственная неоднородность плотности и ее изменения во времени еще более выражены. Так, в прибрежной полосе северо-восточного шельфа на глубинах меньше 10 м осредненные за 5 лет значения q на девяти локальных участках составляли от 0,1 до $0,5 \text{ км}^{-2}$, а за отдельные годы — от 1 до 2 км^{-2} . Весной плотность стамух имела наибольшие значения. В апреле средняя ее величина на участках изменялась от 2,6 до $27,1 \text{ км}^{-2}$, а максимальные значения за отдельные годы от 9 до 75 км^{-2} . На глубинах больше 10 м плотность стамух была намного меньше. Средние ее значения в апреле варьировали от 0,3 до $8,2 \text{ км}^{-2}$, а максимальные — от 2 до 12 км^{-2} .

Обобщенные за ряд лет данные о плотности стамух в арктических морях пока отсутствуют. Вместе с тем такие сведения, безусловно, представляют значительный интерес, поскольку позволяют решать ряд задач важных как в прикладном, так и в научном отношении. К их числу применительно к конкретному району можно, например, отнести анализ степени устойчивости припая к воздействию динамических факторов в зависимости от плотности вмерзших в него стамух, выявление хода плотности стамух в годовом ледовом цикле, оценку изменения плотности с изменением глубины моря. В прикладном плане особенно важным является то обстоятельство, что с увеличением плотности этих образований возрастает их опасность для судоходства, а также для трубопроводов и кабелей связи, проложенных по морскому льду. Сведения о плотности стамух в прибрежных районах могут быть полезными при выборе мест для возведения гидротехнических сооружений. В Печорском море, где уже проводится заправка танкеров нефтью от трубопровода на морском дне и ожидается дальнейшее расширение работ по освоению шельфа, отмеченные аспекты являются особенно актуальными.

Для оценки плотности стамух в этом море использованы материалы как аэрофотосъемки, так и ледовой авиаразведки. Аэрофотосъемка производилась на ряде отдельных полигонов в прибрежной зоне от поселка Варандей до мыса Полярный при выполнении экспедиционных исследований в апреле 1999, 2001 и 2003 гг. Съемки осуществлялись в масштабе 1:3000 — 1:5000 с целью определения характеристик грядовой торосистости припая. Благодаря крупному масштабу аэроснимков, на них, наряду с торосами, отобразились и стамухи, вмерзшие в неподвижный лед. Их местоположение определялось по смонтированным из аэроснимков фото-схемам, на каждой из которой воспроизводилась сетка географических координат.

Карты ледовой авиаразведки использованы за период с 1964 по 1991 г. Их привлечение позволило существенно увеличить объем исходной информации и охватить

районы, в которых аэрофотосъемка не выполнялась. Сведения, полученные на основе выборочной аэрофотосъемки у Варандейского берега, также в значительной мере были пополнены данными ледовой разведки. В итоге оценки плотности стамух удалось установить в пределах почти всей области их распространения в Печорском море.

Перейдем к анализу результатов расчета. Сначала обратимся к значениям q , вычисленным по данным аэрофотосъемки (табл. 1). Из них следует, что у открытого Варандейского берега плотность стамух в пределах полигонов в апреле близка к ее значениям, осредненным за отдельные годы по локальным участкам прибрежной зоны северо-восточной части острова Сахалин в весенний период. В то же время она на 1–2 порядка превышает средние значения плотности в Восточно-Сибирском море в июле–августе. Столь большие различия величины q , как увидим в дальнейшем, вызваны в основном значительной разницей пространственных масштабов обобщения данных. Сказывается, очевидно, и несовпадение сроков выполнения наблюдений, а также особенностей ледовых условий в регионах сравниваемых характеристик. Вместе с тем данные табл. 1 свидетельствуют о том, что у Варандейского берега, как и в рассматриваемых регионах, проявляются довольно значительные межгодовые различия величины q и ее неоднородность в пространстве. Так, на полигоне аэрофотосъемки, выполненной в 1999 г. поблизости от поселка Варандей (зона 2), средняя плотность стамух составляла около 6 км^{-2} , а в 2003 г. она почти в этом же месте (зона 4) достигала 24 км^{-2} .

Значения q , полученные в 1999 г. на полигоне у мыса Полярный (зона 1) и на маршруте съемки в прибрежной полосе моря от устья реки Песчанки до мыса Полярный (зона 5), различаются в 3 раза. При этом на аэроснимках прибрежного маршрута отмечалась локальная зона с тремя скоплениями стамух. В ее пределах величина q была равна $90,0 \text{ км}^{-2}$. Зона повышенной плотности с $q = 55,6 \text{ км}^{-2}$ существовала и мористее мыса Полярный.

Неоднородность плотности стамух в области их распространения вызвана в основном пространственными изменениями глубины моря. На банках и отмелях стамух, как правило, образуется больше, чем в более приглубых соседних зонах. Представляет интерес оценить и проанализировать плотность стамух по зонам с различными значениями глубины моря. Основой для такого анализа послужили сведения о стамухах, собранные ледовой разведкой за 28 лет ее выполнения. Используемые данные были представлены тремя совокупностями, сформированными по отдельным районам моря. Первая из них относится к Печорской и Паханческой губам. Их общую акваторию по существу можно считать акваторией закрытого района. Во вторую совокупность включены данные, полученные по району, который прилегает с севера к Хайпудырской губе. С запада и востока он ограничен меридианами $59^\circ 15'$ и $60^\circ 40'$ в.д. Сама губа и восточная половина ее горла в область расчета не вошли, поскольку стамухи здесь не были обнаружены. В дальнейшем этот район для краткости будем называть

Таблица 1

Плотность стамух в припае у Варандейского берега по данным аэрофотосъемки

Характеристика	Место и год аэрофотосъемки				
	Зона 1	Зона 2	Зона 3	Зона 4	Зона 5
	1999	2001	2001	2003	1999
Площадь АФС S , км^2	6,86	10,73	1,74	2,25	7,50
Число стамух n	44	63	21	54	158
Плотность стамух q , км^{-2}	6,414	5,874	12,062	23,979	21,067

Зона 1 – мористее мыса Полярный, зона 2 – в 7 км к северо-востоку от пос. Варандей, зона 3 – в 3,5 км к северо-востоку от устья реки Песчанки, зона 4 – полоса шириной 0,5 км от берега у пос. Варандей до границы припая, зона 5 – прибрежная полоса шириной 0,5 км от устья реки Песчанки до мыса Полярный

районом подходов к Хайпудырской губе. Он не является в полной мере закрытым, т.к. с севера свободно сообщается с открытой акваторией моря.

В третьей совокупности объединены данные, которые относятся к стамухам, формирующимся на трех участках прибрежной зоны: у открытого Тиманского берега от острова Сенгейский до мыса Русский Заворот, в полосе моря к северу от гряды островов Гуляевские Кошки и в прибрежной зоне у открытого Варандейского берега от острова Песякова до мыса Полярный. В целом данные третьей совокупности можно считать данными прибрежной зоны открытого берега. Ее протяженность составляет 125 км, а ширина по нормали к суше варьирует от 3 до 65 км. Все выделенные акватории в основном соответствуют участкам однотипного припая [11]. На каждом из них условия его образования характеризуются определенными особенностями, которые оказывают влияние и на формирование стамух.

При оценке значений q учитываются географические координаты φ , λ каждой стамухи и глубина моря h в соответствующей им точке. Координаты определялись по картам ледовой авиаразведки, а глубина – по морским картам масштаба 1:100000 или 1:200000. Величина h может быть отождествлена с осадкой стамух. Зоны различной глубины, по которым рассчитывалась плотность стамух, выделялись при шаге $\Delta h = 2$ м начиная с $h = 0,5$ м. Значения площади этих зон получены путем непосредственного их измерения между представленными в картированном виде изолиниями осадки, отделяющими зоны друг от друга.

Из результатов расчета величины q (табл. 2) следует, что наиболее низкие ее значения отмечаются в Печорской и Паханческой губах, а наиболее высокие – в районе подходов к Хайпудырской губе. В зонах с равной осадкой стамух величина их плотности в этих районах различается в 2,3–3,7 раза. В то же время значения q , обобщенные в пределах всего диапазона глубины от 0,5 до 14,5 м, различаются только в 1,7 раза.

Наибольшая плотность стамух отмечается в мелководной прибрежной зоне со значениями глубины 0,5–2,5 м. Далее до глубины 4,5 м величина q уменьшается весьма интенсивно, а затем более замедленно. Зависимость q от h аппроксимируется степенной функцией (рис. 1)

$$q = kh^m.$$

Таблица 2

Плотность стамух в зонах различной глубины по данным ледовой авиаразведки

Интервалы осадки стамух в зоне $h_i - h_{i+1}$ (м)	Печорская и Паханческая губы			Подходы к Хайпудырской губе			Прибрежная зона открытого берега		
	S_i	n_i	q_i	S_i	n_i	q_i	S_i	n_i	q_i
0,5–2,5	1187,08	154	0,130	127,55	62	0,486	396,91	136	0,343
2,5–4,5	1179,19	72	0,061	352,07	53	0,151	567,64	70	0,123
4,5–6,5	855,69	42	0,049	332,41	37	0,111	1048,37	54	0,052
6,5–8,5	209,04	7	0,033	371,59	33	0,089	1441,04	51	0,035
8,5–10,5	85,58*	2	0,023*	439,09	31	0,071	707,35	65	0,092
10,5–12,5	103,43*	2	0,019*	118,56	7	0,059	547,41	37	0,068
12,5–14,5	60,62*	1	0,016*	18,94*	1	0,053*	677,77	24	0,035
14,5–16,5	–	–	–	–	–	–	465,59	8	0,017
16,5–18,5	–	–	–	–	–	–	92,3*	1	0,011*
18,5–20,5	–	–	–	–	–	–	138,8*	1	0,007*
Все интервалы	3680,63	280	0,0761	1760,21	224	0,1273	6083,18	447	0,073

Обозначения: S_i – площадь зоны (км²), n_i – число стамух, q_i – плотность стамух (км⁻²)

Ниже приведены параметры k и m этого уравнения, установленные по фактическим данным:

Район	k	m
Печорская и Паханчская губы	0,218	-0,992
Район подходов к Хайпудырской губе	0,485	-0,852

Коэффициенты детерминации полученных аппроксимаций равны соответственно 0,978 и 0,954. Большие значения коэффициентов свидетельствуют о том, что в каждом районе зависимость q от h близка к функциональной.

При наличии в интервалах осадки всего одной-двух стамух границы соответствующих им зон становятся весьма неопределенными, что исключает возможность непосредственного измерения их площадей и вычисления плотности. В таком случае приводимые в табл. 1 значения q_p , обозначенные звездочками, рассчитаны по установленным уравнениям для среднеинтервальных значений осадки $\bar{h}_i = (h_i + h_{i+1})/2$. Соответствующие данным интервалам оценки площади S_p , также обозначенные звездочками, вычислены по соотношению $S_i = n_i/q_p$, где n_i – число стамух в интервале. С учетом расчетных значений S_i для каждого района определены общая площадь области распространения стамух $\sum S_i$ и средняя величина $\bar{q} = \sum n_i / \sum S_i$. Поскольку доля рассчитанных таким путем площадей в суммарной площади каждой совокупности невелика (от 1 до 7 %), можно полагать, что они практически не вызвали значительных погрешностей в осредненных по совокупностям значениях плотности стамух.

Пониженная плотность стамух в Печорской и Паханчской губах обусловлена локальной спецификой их географических условий. Как уже отмечалось, обе губы в совокупности представляют собой закрытую акваторию с опресненной водой, в результате чего замерзание и становление припая происходят здесь довольно спокойно. При средних гидрометеорологических условиях замерзание губы отмечается обычно в конце октября, торосистость льда при этом равна 1–2 балла. Припай развивается от прибрежных мелководных районов в сторону более глубоководной части акватории. Первые стамухи возникают при нажимных ситуациях на мелководьях. По мере увеличения ширины припая процесс их образования также смещается в зоны большей глубины. В конце ноября–начале декабря, когда припай уже полностью покрывает всю поверхность акватории, образование стамух в основном прекращается. Таким образом, продолжительность периода образования стамух здесь весьма невелика, а их формирование происходит в основном

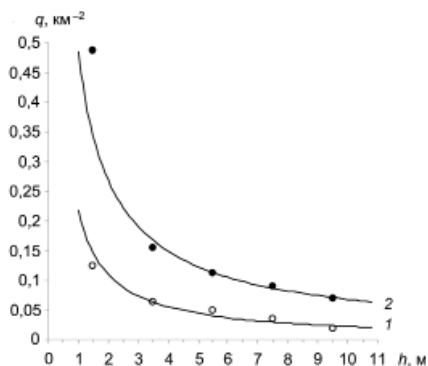


Рис. 1. Изменение плотности стамух с увеличением глубины моря в Печорской и Паханчской губах (1) и в районе подходов к Хайпудырской губе (2)

**Характеристики плотности и осадки стамух в районах Печорского моря
по данным ледовой авиаразведки**

Район	Параметр						
	S	n	q	$h_{cp.}$	h_{max}	σ_h	$\sigma_h/h_{cp.}$
Печорская и Паханчская губы	3680,63	280	0,076	3,12	14,0	1,80	0,577
Подходы к Хайпудырской губе	1760,21	224	0,127	5,09	13,0	3,03	0,595
Прибрежная зона у открытого берега	6083,18	447	0,073	5,83	20,0	4,09	0,702

Обозначения: S – площадь распространения стамух (км^2), n – количество стамух, q – плотность стамух (км^{-2}), $h_{cp.}$ – средняя осадка стамух (м), h_{max} – максимальная осадка стамух (м), σ_h – стандартное отклонение осадки стамух (м), $\sigma_h/h_{cp.}$ – коэффициент вариации

из молодого, то есть довольно тонкого льда, который преобладает в это время. Оба обстоятельства при прочих равных условиях снижают как количество стамух, образующихся на единице площади, так и их осадку. Средняя величина последней составляет около 3 м (табл. 3), а средняя плотность равна $0,076 \text{ км}^{-2}$. Коэффициент вариации осадки стамух ($\sigma_h/h_{cp.}$) в этом районе также имеет наименьшее значение.

Поскольку район подходов к Хайпудырской губе в отличие от предыдущего не является полностью закрытым, динамические процессы в ледяном покрове происходят здесь довольно интенсивно. Нажимные ситуации, сопровождающиеся сжатиями и торшением льда, а также формированием стамух, возможны при ветрах восточной, западной и особенно северной четвертей. Образованию стамух в районе способствует и рельеф дна. Кроме прибрежных мелководий в районе имеется ряд банок со значениями глубины 4–10 м. Зимой случается взлом припая на отдельных участках, в результате чего на акватории, которая уже была покрыта неподвижным льдом, снова складываются условия, благоприятные для торшения льда и образования стамух. Однако теперь в эти процессы вовлекается лед, толщина которого с течением времени увеличилась. При таком ходе процессов средняя величина как осадки стамух (5,09 м), так и их плотности ($0,1273 \text{ км}^{-2}$) оказываются больше, чем в Печорской и Паханчской губах.

В прибрежной зоне с открытым берегом динамические процессы в ледяном покрове, как и в предыдущем районе, характеризуются значительной интенсивностью. При средних условиях у Варандейского берега устойчивый припай шириной 2–5 км устанавливается только в конце февраля–марте, когда толщина льда достигает

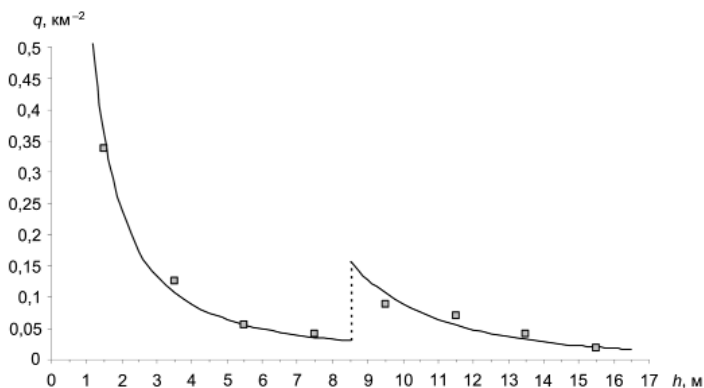


Рис. 2. Изменение плотности стамух с увеличением глубины моря в прибрежной зоне открытого берега по данным ледовой авиаразведки

50–70 см [10]. В случаях сильного и даже умеренного ветра северного или северо-западного направления в припайной зоне происходят интенсивные сжатия и तोшения льда. Вдоль границы припая возникают крупные гряды и барьеры торосов, застамушенные на отдельных участках. Максимальная осадка стамух, образующихся в данном районе при таких условиях, на 6–7 м больше, чем в районах, рассмотренных выше. Коэффициент вариации осадки стамух здесь также наибольший.

В изменении плотности стамух с увеличением глубины моря в прибрежной зоне открытого берега проявляется интересная особенность. После уменьшения значений q в интервалах осадки от 0,5–2,5 м до 6,5–8,5 м при переходе к следующему интервалу 8,5–10,5 м плотность увеличивается в 2,6 раза (табл. 2). Затем она снова уменьшается, сначала сравнительно интенсивно, а далее более замедленно. Приблизительно можно считать, что на границе двух указанных интервалов, то есть при $h = 8,5$ м, происходит скачок плотности стамух и параметры функции $q = kh^m$ становятся иными (рис. 2). Ниже приводятся их значения для обеих частей функции:

	k	m	R
при $0,5 \leq h < 8,5$	0,646	–1,436	0,990
при $8,5 \leq h < 20,5$	236,98	–3,423	0,944

Значения q , вычисленные для $h = 8,5$ м по обоим уравнениям, соответственно составляют 0,030 и 0,156 км^{–2}, и, следовательно, скачок функции $q = 0,126$ км^{–2}.

Для того чтобы понять причину этого явления, обратимся к рис. 3, на котором представлены результаты обобщения части данных третьей совокупности. Они относятся к участку между меридианами 57° 23' в.д. и 58° 54' в.д. На этом участке наблюдалось повышенное количество стамух. Ширина участка увеличивается с 8 км у западного края до 30 км у восточного и в среднем составляет 16,35 км.

Кривая 1 на рис. 3, характеризующая увеличение глубины моря по мере удаления от берега d , является итогом осреднения значений h , снятых с семи профилей, выбранных в пределах рассматриваемой зоны по нормали к береговой черте при удалении 6–7 км друг от друга. На каждом профиле расстояние d определялось до точек со значениями глубины 1,5; 3,5; 5,5 м, ..., до середины зон, по которым рассчитывалась плотность стамух. По данным всех профилей никаких поднятий дна на участке не обнаружено. Средняя глубина при значениях d до 5 км возрастает довольно интенсивно, а затем более замедленно. Средние уклоны дна на этих участках соответственно составляют $2,14 \times 10^{-3}$ и $4,27 \times 10^{-4}$, то есть различаются в 5 раз.

В изменении плотности стамух с увеличением d отмечается четко выраженный скачок, подобный тому, который проявляется в данных всей третьей совокупности с изменением глубины моря h . Однако здесь величина скачка более значительна. Расстояние от него до берега приблизительно равно 3,5 км. Ордината, соответствующая этому расстоянию, пересекается с кривой изменения глубины при $h \approx 8,6$ м. Это практически совпадает с величиной осадки стамух, при которой происходит скачок функции $q = f(h)$, установленной по всем данным третьей совокупности.

Характеристики плотности стамух, их осадки и эмпирические параметры показательной функции $q = kh^m$, рассчитанные по участку, имеют следующие значения:

S , км ²	n	$q_{\text{ср.}}$, км ^{–2}	$h_{\text{ср.}}$, м	h_{max} , м	σ_h , м	$\sigma_h / h_{\text{ср.}}$	k_1	m_1	k_2	m_2
816,389	265	0,325	5,00	16,0	3,94	0,788	2,34	–1,062	$3,81 \cdot 10^7$	–7,948

Параметры m и k для первой (до скачка) и второй частей функции обозначены соответственно цифрами 1 и 2. Плотность стамух, обобщенная в пределах участка, существенно больше плотности, рассчитанной по всему району с открытым берегом (см. табл. 3). В то же время среднее и максимальные значения осадки здесь несколько меньше.

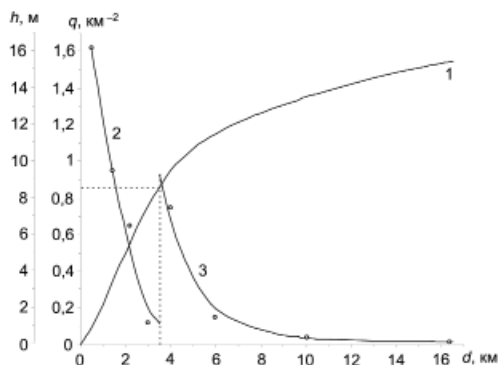


Рис. 3. Изменение глубины моря и плотности стамух с удалением от береговой черты в прибрежной полосе у открытого Варандейского берега между меридианами 57°23' в.д. и 58°54' в.д.

Поскольку в рассматриваемой полосе моря банки или поднятия дна отсутствуют, остается предположить, что скачок плотности стамух на удалении около 3,5 км от берега обусловлен влиянием границы припая. Поэтому обратимся к информации о его распространении в зоне анализируемых характеристик.

Согласно обобщенным данным, представленным в картированном виде, в период наибольшего развития неподвижного льда (конец марта–апрель), когда он сохраняет довольно стабильное положение, расстояние от берега до средней многолетней границы припая составляет здесь от 3,1 до 3,9 км и в среднем равно 3,6 км. Как видим, расстояние до скачка плотности стамух хорошо соответствует этой величине.

Наличие скачка плотности стамух при переходе от зоны со значениями глубины 6,5–8,5 м к зоне, в которой они составляют 8,5–10,5 м, проявилось и по данным разовой аэрофотосъемки (табл. 4), выполненной в апреле 2001 г. северо-восточнее поселка Варандей. Полигон располагался в средней части рассмотренного участка и составлял лишь 1,3 % от площади последнего. На фотосхеме полигона вблизи берега на мелководье с глубинами $h < 2,5$ м отмечалась сплошная беспорядочная торосистость, среди которой распознать стамухи было невозможно даже на крупномасштабных аэрофотоснимках. По этой причине в табл. 4 первый интервал глубин отсутствует.

Ниже приводятся статистические характеристики осадки стамух на полигоне и параметры аппроксимации зависимости q от h :

$h_{\text{сп.}}$, м	h_{max} , м	σ_h , м	$\sigma_h/h_{\text{сп.}}$	k_1	m_1	k_2	m_2
6,61	14,2	3,32	0,502	13425	-4,34	44738	-4,057

Значения плотности стамух, рассчитанные по аппроксимации до скачка, являются довольно приближенными, после него – близки к фактическим значениям q .

Таким образом, в полосе моря с открытым берегом около места дислокации средней многолетней границы припая в период его максимального развития, когда положение границы наиболее стабильно, проявляется второй максимум плотности стамух. Он приходится на район с глубинами 8,5–10,5 м. Очевидно, что как первый максимум, который образуется осенью в начале развития припая в непосредственной близости от берега на глубинах 0,5–2,5 м, так и второй, появляющийся весной у границы припая, формируются в основном при нажимных ветрах северной четверти. В связи с тем, что в зоне второго максимума глубина моря существенно больше, чем в зоне первого, величина плотности стамух здесь меньше плотности в зоне первого максимума (см. табл. 2).

Поскольку плотность стамух, рассчитанная по материалам ледовой авиаразведки, во много раз меньше ее значений, установленных по фотосхемам полигонов аэро-

**Плотность стамух в зонах различной глубины на полигоне аэрофотосъемки
между меридианами 58°08'–58°14' в.д. в апреле 2001 г.**

Характеристика	Интервалы осадки стамух, м						
	2,5– 4,5	4,5– 6,5	6,5– 8,5	8,5– 10,5	10,5– 12,5	12,5– 14,5	2,5– 14,5
Площадь зоны S , км ²	0,503	0,964	1,323	2,222	4,709	1,004	10,725
Число стамух n	27	11	2	10	12	1	63
Плотность стамух q , км ⁻²	53,678	11,411	1,512	4,500	2,548	0,996	5,874

фотосъемки, может сложиться представление, что результаты расчетов по данным первого вида наблюдений занижены и не вполне достоверны. Формированию такого мнения способствует и специфика ледовой авиаразведки. При каждом ее выполнении галсы маршрута полета располагаются обычно далеко друг от друга, и наблюдениями покрывается весьма незначительная площадь моря. Даже в условиях хорошей видимости характеристики льда определяются в полосе весьма ограниченной ширины. При сложных же погодных и ледовых условиях бортнаблюдатель бывает настолько загружен, что физически не в состоянии фиксировать все стамухи, встречающиеся в зоне наблюдения. Иначе говоря, во время выполнения ледовой авиаразведки из общего числа стамух, имеющихся в море, каждый раз фиксируется лишь небольшая их часть. Вместе с тем нельзя не учитывать, что этот недостаток в значительной мере может компенсироваться многократным повторением разведок с использованием разных галсов, причем такие наблюдения в Печорском море осуществлялись в течение 28 лет.

В отличие от авиаразведки при использовании аэрофотосъемки на фотосхемах полигонов, за исключением редких случаев, опознаются практически все стамухи, которые имелись в зоне наблюдений и, следовательно, достоверность рассчитываемых значений q не вызывает сомнения. Однако этот вид наблюдений также имеет свои особенности.

Основная цель аэрофотосъемочных работ у Варандейского берега заключалась в получении исходных данных, необходимых для последующего гидротехнического проектирования. По этой причине съемка производилась на участках припая с повышенной торосистостью и наиболее крупными грядами, а значит, и с повышенной плотностью стамух. Площадь полигонов, кроме одного (табл. 1), составляла менее 8 км². Значения q , осредненные в рамках полигона или участка аэрофотосъемки

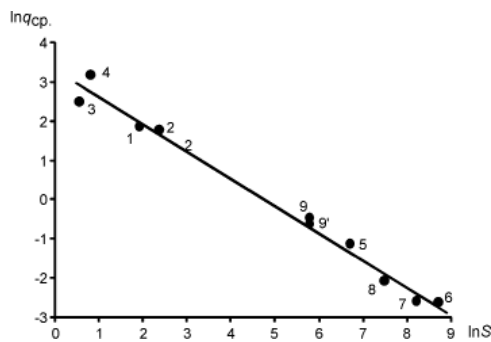


Рис. 4. Изменение плотности стамух, осредненной по всем диапазонам их осадки, в рамках выделенных акваторий в зависимости от площади обобщения данных:

1 – полигон у мыса Полярный, 1999 г.; 2 – полигон у пос. Варандей, 2001 г.; 3 – полигон вблизи устья реки Песчанки, 2001 г.; 4 – маршрут аэрофотосъемки поперек припая в районе пос. Варандей, 2003 г.; 5 – зона у Варандейского берега между меридианами 57°23' и 58°54' в.д.; 6 – вся прибрежная зона у открытого берега; 7 – Печорская и Паханчская губы; 8 – район подходов к Хайпудырской губе; 9, 9' – маршрут аэрофотосъемки в южной части Восточно-Сибирского моря 1969 и 1971 гг. соответственно.

с охватом всего диапазона осадки стамух, при столь целенаправленной выборочной аэрофотосъемке близки к максимальным для таких площадей осреднения данных. Понятно, что с увеличением области их обобщения, в результате неизбежного попадания в нее локальных участков с пониженным числом стамух и даже с полным их отсутствием, средняя величина q_{cp} будет уменьшаться.

Анализ значений плотности, осредненных по районам моря площадью от 800 до 6000 км² и по весьма ограниченным участкам величиной в несколько квадратных километров, показал, что величина q_{cp} действительно зависит от площади обобщения данных S (рис. 4). Положение точек, соответствующих логарифмам этих характеристик, относительно осей координат для каждого региона или участка обозначено на рисунке разными символами. Кроме того, маркеры, относящиеся к данным аэрофотосъемки и ледовой авиаразведки, представлены черным и серым цветом соответственно.

Из рис. 4 следует, что, несмотря на принадлежность анализируемых характеристик к разным регионам и участкам моря, они тем не менее подчиняются общей закономерности. Для нее установлено следующее эмпирическое уравнение:

$$q_{\text{cp}} = 27,6S^{-0,697}.$$

При расчете параметров приведенной аппроксимации характеристики S и q_{cp} учитывались по всем рассмотренным регионам и участкам моря. Опущены только данные, относящиеся к вдольбереговому маршруту аэрофотосъемки от устья реки Песчанки до мыса Полярный (зона 5, табл. 1). Полоса фотографирования приходилась здесь в основном на зону максимальной плотности стамух с глубиной $h < 2,5$ м. Ширина зоны была близка к 1 км. Поскольку ширина полосы съемки в масштабе 1:3000 составляет всего около 500 м, стамухи с большей осадкой в нее не попадали или фиксировались лишь частично. На других полигонах аэрофотосъемка производилась от берега до границы припая или почти до нее с фиксированием стамух во всем диапазоне их осадки. По изложенной причине характеристики зоны 5 оказались неадекватными характеристикам остальных зон и не были учтены при определении аппроксимации $q_{\text{cp}} = f(S)$. Естественно, что не могли учитываться также значения S , установленные по материалам аэрофотосъемки в южной части Восточно-Сибирского моря, хотя значения и соответствуют общей закономерности.

Исходя из полученных результатов, можно сделать еще один важный вывод. Суть его заключается в следующем. Поскольку средние значения плотности стамух, рассчитанные по акваториям с разной величиной площади по материалам ледовой авиаразведки за длительный ряд наблюдений и по данным разовых аэрофотосъемок, подчиняются общей закономерности, можно утверждать, что оценки q , полученные по материалам авиаразведки, являются вполне достоверными и считать их заниженными нет основания.

Параметры k и m в функциях, выражающих зависимость q от h в регионах моря, также связаны с величиной площади обобщения данных. Однако для определения аналитического выражения такой связи и создания на этой основе метода расчета плотности стамух с учетом площади заданной зоны и ее средней глубины данных пока не достаточно.

ВЫВОДЫ

1. В Печорской и Паханческой губах, а также в районах подходов к Хайпудырской губе наибольшая плотность стамух наблюдается в непосредственной близости от берега в зоне с глубиной до 2,5 м и составляет 0,13–0,49 км⁻². Далее она уменьшается и на глубине 10–14 м составляет 0,2–0,06 км⁻². Изменение q с увеличением глубины описывается степенной функцией.

2. В районе открытого Варандейского и отчасти Тиманского берегов наряду с максимумом плотности стамух в зоне со значениями $h < 2,5$ м проявляется наличие второго максимума. Он формируется весной в зоне, прилегающей к средней

многолетней границе припая с глубинами от 8,5 до 10,5 м. В зонах первого и второго максимумов плотность равна соответственно 0,34 и 0,09 км⁻².

3. Плотность стамух, осредненная с охватом всего диапазона их осадки в рамках обширных регионов моря и отдельных локальных участков, зависит от площади обобщения данных и уменьшается с увеличением последней. Изменение q_{cp} с изменением S выражается степенной функцией.

4. Оценки плотности стамух, рассчитанные по регионам моря на основе материалов ледовой авиаразведки за 28 лет наблюдений, несмотря на ее специфические особенности, вполне достоверны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астафьев В.Н., Сурков Г.А., Трусков П.А. Торосы и стамухи Охотского моря. СПб.: «Прогресс-Погода», 1997. 182 с.
2. Бородачев В.Е., Комов Н.И., Дворкин Е.Н. Многолетние стамухи в Карском море // Труды ААНИИ. 1990. Т. 418. С. 107–115.
3. Горбунов Ю.А. Стамухи в юго-восточной части моря Лаптевых // «Полэк-Север-76». Ч. II. Л.: Гидрометеиздат, 1979. С. 107–110.
4. Горбунов Ю.А., Лосев С.М., Дымент Л.Н. Стамухи Баренцева и Карского морей // Ледяные образования морей Западной Арктики. СПб.: ААНИИ, 2006. С. 61–66, 70–81.
5. Горбунов Ю.А., Лосев С.М., Дымент Л.Н. Стамухи Восточно-Сибирского и Чукотского морей // Материалы гляциологических исследований. 2007. Вып. 102. С. 41–47.
6. Горбунов Ю.А., Лосев С.М., Дымент Л.Н. Многолетние стамухи в арктических морях сибирского шельфа // Известия РГО. 2007. Т. 13. Вып. 3. С. 86–89.
7. Горбунов Ю.А., Лосев С.М., Дымент Л.Н. Стамухи моря Лаптевых // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 2(79). С. 111–116.
8. Гудошников Ю.П., Зубакин Г.К., Наумов А.К. Морфометрические характеристики стамух по данным прямых измерений и стереофотосъемки в юго-восточной части Баренцева моря // Ледяные образования морей Западной Арктики. СПб.: ААНИИ, 2006. С. 66–70.
9. Лосев С.М., Горбунов Ю.А. Изучение стамух по аэрофотоснимкам // Труды ААНИИ. 1977. Т. 343. С. 127–132.
10. Спичкин В.А. Характеристики межгодовой и пространственной изменчивости сроков становления припая в юго-восточной части Баренцева моря // Изменчивость природных условий в шельфовой зоне Баренцева и Карского морей. СПб.: ААНИИ, 2004. С. 245–247.
11. Спичкин В.А. Типизация распространения припая // Ледяные образования морей западной Арктики. СПб.: ААНИИ, 2006. С. 51–58.

YU.A.GORBUNOV, S.M.LOSEV, L.N.DYMENT

DENSITY OF STAMUKHAS IN THE PECHORA SEA

The article presents the results of analysis of the density of stamukhas calculated from multiyear data of airborne ice reconnaissance in the extensive sea regions and on the basis of aerial photography in some local areas. Regularities of the decreasing density of stamukhas with increasing depth were revealed in the main regions. It is shown that near the open Varandey and partly Timansky shores along with the maximum density of stamukhas, formed in autumn in the coastal strip with depths up to 2,5 m, there is a second less significant maximum manifested near the location of the mean multiyear boundary of landfast ice in a zone with depths of 8,5–10,5 m. It was determined that the values of the density of stamukhas averaged within the entire range of their draft both from airborne ice reconnaissance and from photo-schemes of aerial photography polygons, depend on the area of generalization of initial information and correspond to a common regularity. Based on this, a conclusion is made that in spite of specific peculiarities and disadvantages of airborne ice reconnaissance data on stamukhas obtained from its materials for 28 years of observations, the estimates of the density of stamukhas are quite reliable. Keywords: stamukha, airborne reconnaissance, aerial photography, density of stamukhas

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 подрисуночные 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 97–2003. 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 O в надстрочном написании в качестве символа градуса;
 - символа «-» вместо «-»;
 - использование символа «x» вместо символа «×»;
 - использование символов N, O, S, W в качестве указания широты и долготы как в текстах, так и на картах;
 - использование неразрывного пробела.
 - 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 1 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. НЕ ПРИНИМАЮТСЯ иллюстрации, помещенные в документы Word или нарисованные в нем. Допускается иллюстративный материал в формате *.xls

(строго БЕЗ рамок). Все иллюстрации должны быть ЕДИНООБРАЗНЫ (шрифт, линии) по стилю.

- Принимаются только черно-белые иллюстрации. Цветные изображения должны быть отредактированы авторами с учетом того, что цвет не является носителем информации, и проконвертированы в черно-белые (серые). Растровые иллюстрации должны иметь разрешение не менее 300 пикс/дюйм. Размер и ориентация иллюстрации подбираются автором исходя из размеров полосы верстки, которая не превышает 195×125 мм (максимальный размер иллюстрации, включая подрисовочную подпись и легенду).
 - Для иллюстраций в векторном формате (рисунке 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 – только ЗАПЯТАЯ.
 - Все карты, схемы, диаграммы, рисунки должны быть на русском языке.
7. 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 в формате [автор(ы), 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 1 экземпляр журнала.*

Подписано в печать 18.03.2011
Формат 70×100 1/16
Тираж 500

Печать офсетная
Печ. л. 7,5
Заказ № 9

Ротапринт ГНЦ РФ ААНИИ
199397, ул. Беринга, 38