



ISSN 0555-2648

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 2

2016 г.



МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

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

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 2 (108)

Издается с июня 1937 г.

Санкт-Петербург
ААНИИ
2016

Главный редактор

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

Редакционная коллегия

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

канд. геогр. наук *И.В. Бузин*

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

А.А. Меркулов

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 2 (108)

Свидетельство о регистрации

ПИ № ФС77-35144 от 28 января 2009 г.

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

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

70279 – на год

48657 – для индивидуальных подписчиков (на полгода)

70278 – для предприятий и организаций (на полгода)

Редактор Е.В. Миненко

ISSN 0555-2648

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

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Е.Н. Русина, В.Ф. Радионов, Е.Е. Сибир.</i> Результаты мониторинга аэрозольной составляющей атмосферы в средних и высоких широтах и над акваторией Мирового океана	5
<i>Г.Н. Войнов.</i> Практика гармонического анализа приливов многолетних временных рядов (на примере полярной станции о. Голомянный, Карское море)	16
<i>Л.А. Тимохов, И.Е. Фролов, Х. Кассенс, В.Ю. Карпий, Н.В. Лебедев, С.Ю. Малиновский, И.В. Поляков, Е. Хелеманн.</i> Изменения термохалинных характеристик трансполярной системы Северного Ледовитого океана	34
<i>В.А. Волков, А.В. Мушта, Д.М. Демчев, А.Я. Коржиков, С. Сандвен.</i> Связь крупномасштабной изменчивости поля дрейфа льда в Северном Ледовитом океане с климатическими изменениями общей ледовитости, происходящими в течение последних десятилетий	50
<i>И.А. Немировская, З.Ю. Реджепова, И.П. Трубкин.</i> Трансформация углеводородов в зоне река – море в Арктике	64
<i>Т.В. Скороспехова, И.В. Федорова, А.А. Четверова, Н.К. Алексеева, С.Р. Веркулич, И.С. Ежиков, А.В. Козачек.</i> Особенности гидрохимического режима водных объектов полуострова Файлдс (о. Кинг Джордж, Западная Антарктика)	79
<i>Ш.Б. Тешебаев, А.С. Ремнев, А.Л. Панин.</i> Микробиологическая компонента грунтов района полевой геологической базы в Антарктике	92
<i>П.В. Максимова, Н.А. Крупина, В.А.Лихоманов, А.В. Чернов, И.А. Свистунов.</i> Системы мониторинга ледовых нагрузок для судов и инженерных сооружений. К вопросу о создании системы мониторинга состояния объекта	101

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

<i>Л.М. Саватюгин.</i> Ледник Лактионова	113
--	-----

CONTENTS

<i>E.N.Rusina, V.F.Radionov, E.E.Sibir.</i> Monitoring of the aerosol component in the atmosphere at middle and high latitudes and over the World ocean.....	5
<i>G.N. Voinov.</i> The practice of harmonic tidal analysis of long sea level dataset (as an example polar station Golomyanniy, the Kara sea).....	16
<i>L.A. Timokhov, I.E. Frolov, H. Kassens, V.Yu. Karpiy, N.V. Lebedev, S.Yu. Malinovsky, I.V. Polyakov, J. Hoelemann.</i> Changes of termohaline characteristics of Transpolar system of the Arctic ocean	34
<i>V.A. Volkov, A.V. Mushta, D.M. Demchev, A.Ya. Korzhikov, S. Sandven.</i> Relation of large-scale variations of the sea ice drift fields in the Arctic ocean with climatic changes of total ice concentrations during last decades.....	50
<i>I.A. Nemirovskaya, Z. Yu. Redzhepova, I.P. Trybkin.</i> Transformation of hydrocarbons in the area river – sea in the Arctic	64
<i>T.V. Skorospekhova, I.V. Fedorova, A.A. Chetverova, N.K. Alekseeva, S.R. Verkulich, I.S. Ezhikov, A.V. Kozachek.</i> Characteristic of hydrochemical regime on Fildes Peninsula (King George Island, West Antarctica).....	79
<i>Sh.B. Teshebaev, A.S. Remnev, A.L. Panin.</i> Microbiological component of grounds in the area of field Geological Camp in Antarctica	92
<i>P.V. Maksimova, N.A. Krupina, V.A. Likhomanov, A.V. Chernov, I.A. Svistunov.</i> Ice loads monitoring systems for ships and engineering structures. On the problem of creating an object state monitoring system	101

PAGES OF HISTORY

<i>L.M. Savatyugin.</i> Glacier Laktionov	113
---	-----

РЕЗУЛЬТАТЫ МОНИТОРИНГА АЭРОЗОЛЬНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ АТМОСФЕРЫ В СРЕДНИХ И ВЫСОКИХ ШИРОТАХ И НАД АКВАТОРИЕЙ МИРОВОГО ОКЕАНА

*канд. геогр. наук Е.Н. РУСИНА, канд. геогр. наук В.Ф. РАДИОНОВ,
канд. физ.-мат. наук Е.Е. СИБИР*

*ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург, e-mail: rusina@aari.ru; vradion@aari.ru*

В статье анализируются данные наблюдений за интегральной оптической толщиной атмосферы на среднеширотных станциях фонового мониторинга загрязнения атмосферы на территории Российской Федерации за более чем 40-летний период; данные спектральных фотометрических наблюдений за аэрозольной оптической толщиной на станциях международной сети AERONET, расположенных в высоких и средних широтах; данные спектральных фотометрических наблюдений в Атлантическом и Южном океанах, накопленные во время рейсов научно-экспедиционных судов в Антарктиду и обратно. Сопоставлены друг с другом результаты одних и тех же видов наблюдений в средних широтах и в северной и южной полярных областях. Анализ материалов наблюдений, полученных в таких разнообразных условиях, позволил оценить специфику и динамику изменений аэрозольного загрязнения в различных регионах планеты.

Ключевые слова: интегральная оптическая толщина, аэрозольная оптическая толщина, мониторинг загрязнения атмосферы, высокие и средние широты, Арктика, Антарктида, Мировой океан.

ВВЕДЕНИЕ

Непрекращающийся рост антропогенных выбросов в атмосферу ведет к увеличению их содержания даже на значительном удалении от источников. Последствия этого могут быть различными, включая изменения климата. Поэтому под эгидой Всемирной метеорологической организации (ВМО) с конца 1960-х гг. ведется постоянный контроль уровня загрязнения атмосферы вне зон непосредственных антропогенных выбросов на сети станций фонового мониторинга загрязнения атмосферы (ВМО, 1971; Руководство, 1991). В перечень определяемых параметров включены, в частности, оптические характеристики атмосферного аэрозоля, в том числе аэрозольная оптическая толщина.

Обширный материал об аэрозольно-оптических характеристиках атмосферы на среднеширотных станциях фонового мониторинга загрязнения атмосферы в России охватывает более чем 40-летний период. Это дает возможность проследить динамику этих характеристик во времени, а также сопоставить полученные результаты с аналогичными данными на станциях, расположенных в высоких широтах.

К рассмотрению были также привлечены данные измерений спектральной аэрозольной оптической толщины атмосферы на станциях международной сети

наблюдений AERONET (Smirnov et al., 2009) и данные, собранные за последние 10 лет в Атлантическом и Южном океанах на научно-экспедиционных судах (НЭС), следующих из Санкт-Петербурга в Антарктиду и обратно. Все это позволило оценить специфику аэрозольного замутнения в различных районах земного шара.

АНАЛИЗИРУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Представляемые в данной статье результаты наблюдений в средних широтах получены сначала на советских, а позднее — на российских станциях фоновое мониторинга атмосферы в рамках международных программ Background Air Pollution Monitoring (BAPMoN) (WMO, 1971; Берлянд и др., 1982) с 1972 г. и Global Atmosphere Watch (GAW) (WMO/GAW..., 2005) с 1989 г.

По данным наблюдений BAPMoN – GAW рассчитывалась спектральная аэрозольная оптическая толщина атмосферы (АОТ) и связанный с распределением аэрозольных частиц по размерам показатель селективности аэрозольного ослабления Ангстрема (WMO, 1971; Русина, 1977, 1997; Руководство, 1991). Однако в 1993 г. спектральные наблюдения в России были вынужденно прерваны. Лишь с 1997 г. на станциях фоновое мониторинга начала действовать сокращенная программа наблюдений только за интегральной оптической толщиной атмосферы (ИОТ). Перечень станций фоновое мониторинга приводится в табл. 1. На них с 1972 по 1993 г. проводились спектральные измерения АОТ, а измерения ИОТ ведутся непрерывно с 1972 г. по настоящее время.

Таблица 1

Станции фоновое мониторинга

Станция	Район расположения	λ° с.ш.	φ° в.д.
Туруханск	Красноярский край	65,8	87,9
Усть-Вымь	Республика Коми	62,2	50,4
Сыктывкар*	Республика Коми	61,7	50,8
Воейково	Ленинградская обл.	60,0	30,7
Памятное	Курганская обл.	56,0	65,7
Курган*	Курганская обл.	55,5	65,4
Хужир	Иркутская обл., о. Ольхон, оз. Байкал	53,2	107,3
Иркутск*	Иркутская обл.	52,2	104,3
Шаджатмаз	Карачаево-Черкесская Республика	43,7	42,7

В трех регионах России — Республике Коми, Курганской и Иркутской областях — наблюдения проводятся не только на фоновых станциях, но и в парных им городах, располагающихся в нескольких десятках километров от них (в табл. 1 эти города отмечены *). Ряды результатов наблюдений ИОТ на этих станциях за период с 1972 по 2014 г. позволяют проследить многолетние изменения данного параметра.

Совместно с результатами наблюдений на этих станциях анализируются также данные многолетних наблюдений за ИОТ на станциях в Арктике и Антарктиде; материалы прямых спектральных фотометрических измерений аэрозольной оптической толщины атмосферы на зарубежных арктических и расположенных на территории РФ станциях AERONET; данные судовых наблюдений за АОТ, выполнявшихся с 2005 по 2015 г. в различных районах акватории Мирового океана (Радионон и др., 2002, 2007, 2015; Tomasi et al., 2012).

ИНТЕГРАЛЬНАЯ ОПТИЧЕСКАЯ ТОЛЩИНА АТМОСФЕРЫ

Интегральная оптическая толщина атмосферы ИОТ определяется по данным стандартных актинометрических измерений прямой солнечной радиации из соотношения (Евневич, Савиковский, 1989)

$$\text{ИОТ} = -\ln P_2 = -(\sin h + 0,204) \cdot \ln(S_h/S_0)/1,41,$$

где S_h — измеренная при высоте Солнца h и приведенная к среднему расстоянию от Земли до Солнца прямая солнечная радиация (кВт/м^2); S_0 — заатмосферная солнечная постоянная; P_2 — коэффициент интегральной прозрачности.

ИОТ позволяет косвенно судить об аэрозольном ослаблении в атмосфере, поскольку представляет собой оптическую толщину атмосферы для прямой солнечной радиации в диапазоне длин волн $\Delta\lambda = 0,3\text{--}4$ мкм при атмосферной массе $m = 2$. Ее вариации в этом диапазоне длин волн определяются главным образом содержанием в атмосфере аэрозоля и водяного пара. Потому в целом в теплое время года из-за большего влагосодержания атмосферы и увеличения турбулентного обмена значения ИОТ превышают наблюдаемые в холодный период. Следует отметить, что в городских условиях с более высокими уровнями аэрозольного загрязнения атмосферы интегральная оптическая толщина, как правило, выше наблюдаемой на парных станциях вне городов.

Для оценки многолетней изменчивости ИОТ использованы величины ее нормированных аномалий относительно многолетних норм на каждой из анализируемых станций. За нормы приняты средние годовые значения ИОТ за период с 1979 по 2012 г. за исключением 1983–1984 и 1992–1993 гг., когда проявлялись последствия вулканических извержений, т.е. рассматривались средние ИОТ за 30 фактических лет наблюдений. Эти нормы приведены на рис. 1 для станций, перечисленных в табл. 1, и для антарктической станции Мирный.

Как видно на рис. 1, минимальная оптическая толщина атмосферы (максимальная прозрачность) наблюдается на высокогорной станции Шаджатмаз (высота над уровнем моря 2070 м) и на антарктической станции Мирный. Самые высокие значения ИОТ получены на станциях, расположенных в городах (Сыктывкар, Курган, Иркутск),

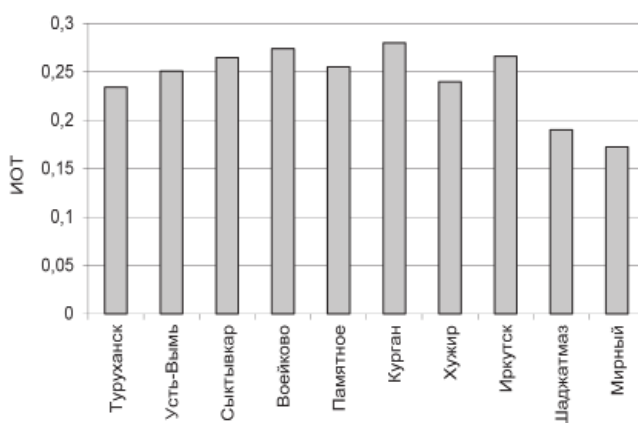


Рис. 1. Средние годовые значения (нормы) ИОТ за 1979–2012 гг. за исключением 1983–1984 и 1992–1993 гг., когда проявлялись последствия вулканических извержений, на фоновых станциях средних широт (табл. 1) и на ст. Мирный в Антарктиде.

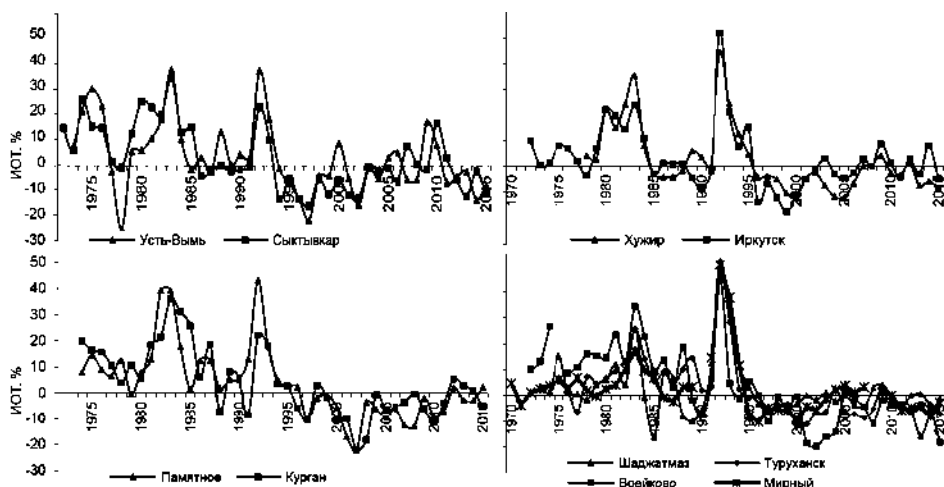


Рис. 2. Межгодовая изменчивость нормированных аномалий ИОТ (%) на станциях фонового мониторинга атмосферы и на ст. Мирный в Антарктиде.

а на парных им внегородских фоновых станциях — они меньше. По величине нормы с городами может сравниться только станция Воейково, находящаяся на расстоянии 12 км к востоку от Санкт-Петербурга.

Картина межгодовых колебаний общего замутнения атмосферы на среднеширотных станциях фонового мониторинга и на антарктической станции Мирный относительно их многолетних норм представлена на рис. 2. На нем показано изменение (%) нормированных аномалий ИОТ с начала 1970-х гг. по 2015 г. включительно.

Из рис. 2 следует, что наиболее длительный период с положительными отклонениями ИОТ от нормы в значительной степени связан с влиянием ряда вулканических извержений — Фуэго (1974), Эль-Чичон (1982) и Пинатубо и Хадсон (1991). Самый существенный отклик атмосферы был зарегистрирован на всех станциях после извержения вулканов Пинатубо в июне 1991 и Хадсон в августе того же года (Herber et al., 1996). После двух этих извержений, следовавших одно за другим, величины относительных аномалий оптической толщины атмосферы достигали 40–50 %.

С середины 1990-х гг. началось увеличение прозрачности, уменьшение ИОТ и постепенный переход нормированных аномалий ИОТ в область отрицательных значений. Минимальные значения нормированных аномалий (до –20 %) на станциях Усть-Вымь и Сыктывкар, Хужир и Иркутск, а также на станции Шаджатмаз были зарегистрированы во второй половине 1990-х гг., а в Памятном и Кургане, Туруханске и Воейково — в начале 2000-х гг. К концу первого десятилетия XXI в. прозрачность атмосферы вновь начала постепенно уменьшаться и ИОТ, соответственно, увеличиваться и приближаться к норме.

Для сравнения со значениями ИОТ на среднеширотных фоновых станциях на рис. 3 дополнительно приведены рассчитанные по среднемесячным значениям средние за наблюдательный период 2000–2014 гг. значения ИОТ и их среднеквадратические отклонения на арктических городских станциях Архангельск (64,5° с.ш., 40,5° в.д.) и Норильск (69,3° с.ш., 88,2° в.д.) и внегородских станциях Бугрино (68,8° с.ш., 49,3° в.д.) и Оленёк (68,5° с.ш., 112,4° в.д.). Как видно, за рассматриваемый период средние значения ИОТ на фоновых среднеширотных станциях и на станции Оленёк

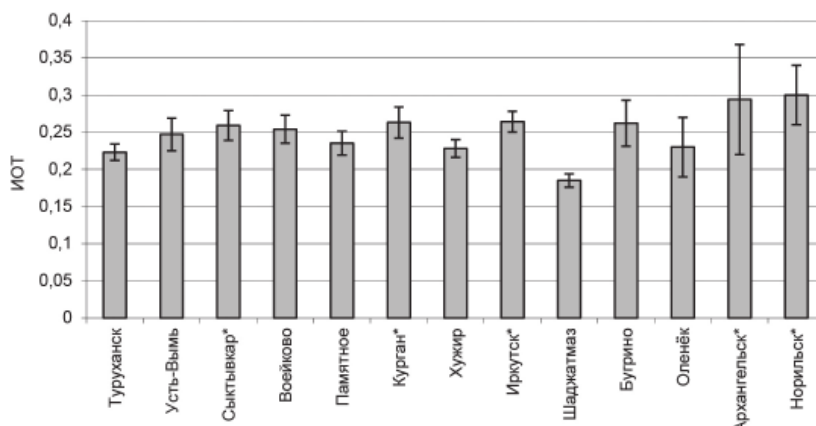


Рис. 3. Средние за 2000–2014 гг. значения ИОТ на фоновых станциях средних широт и на арктических городских и внегородских станциях.

мало отличаются друг от друга. Станция Бугрино по уровню загрязнения атмосферы сопоставима со станцией Воейково, находящейся вблизи Санкт-Петербурга, и городскими среднеширотными станциями. В арктических городах Архангельск и Норильск оптическая толщина атмосферы в среднем примерно на 13 % выше, чем в рассматриваемых среднеширотных парных фоновым станциям городов, за счет большего количества промышленных и локальных источников загрязнений.

СПЕКТРАЛЬНАЯ АЭРОЗОЛЬНАЯ ОПТИЧЕСКАЯ ТОЛЩИНА АТМОСФЕРЫ

Актинометрические наблюдения за ИОТ позволяют судить об аэрозольной составляющей загрязнения атмосферы только косвенно. Лишь прямые измерения спектральной аэрозольной оптической толщины (АОТ) атмосферы на разных длинах волн дают возможность оценить собственно аэрозольное ослабление солнечной радиации в атмосфере. В России такие наблюдения на станциях фонового мониторинга

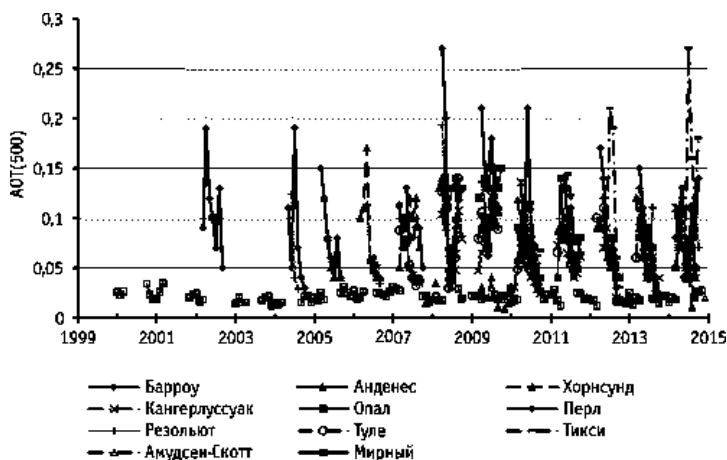


Рис. 4. Среднемесячные значения АОТ на длине волны 500 нм на арктических и антарктической станциях сети AERONET и на российской антарктической станции Мирный с 2000 по 2014 г.

проводились с 1972 г. и до 1993 г. (Русина, Радионов, Сибир, 2013). В 2000-е гг. на ряде российских станций были начаты измерения АОТ по программе AERONET и в рамках ее морской части MAN — над акваторией Мирового океана (Smirnov et al., 2009). Кроме того, начиная с 1979 г. они регулярно проводятся на станции Мирный в Антарктиде и с 2011 г. — в Баренцбурге на арх. Шпицберген (Сакерин и др., 2014). На рис. 4 приводятся среднемесячные значения АОТ на длине волны 500 нм, полученные с 2000 по 2014 г. на арктических станциях и антарктической станции Амундсен-Скотт сети AERONET, а также на российской антарктической станции Мирный.

На всех арктических станциях отмечается существенный внутригодовой ход аэрозольной оптической толщины с максимумом в зимне-весенний период и быстрым спадом до минимальных значений летом. Такой характер сезонного хода АОТ связан с дальним переносом загрязнений от источников умеренных широт в Арктику, их накоплением в подинверсионных слоях в холодный период года (образование «арктической дымки») и последующим быстрым вымыванием примесей осадками с началом весны. В Антарктиде сезонный ход АОТ незначителен, его максимум наблюдается, как и на континентальных станциях в Северном полушарии, летом. Измеряемые на антарктических станциях величины АОТ, типичные для межвулканических периодов, — одни из самых низких на Земле (Tomasi et al., 2012).

В табл. 2 приведены осредненные за все сезоны наблюдений 2000–2014 гг. значения АОТ(500) на длине волны 500 нм на станциях, представленных на рис. 4, и их среднеквадратические отклонения.

Таблица 2

Средние за 2000–2014 гг. значения АОТ(500) и их среднеквадратические отклонения на арктических и антарктических станциях AERONET и на российской станции Мирный

Станция	АОТ(500) ± СКО
Барроу	0,098±0,049
Анденес	0,096±0,035
Хорнсунд	0,075±0,034
Кангерлуссуак	0,065±0,023
Опал	0,067±0,030
Перл	0,071±0,029
Резольют	0,078±0,036
Туле	0,070±0,028
Тикси	0,11±0,06
Амундсен-Скотт	0,018±0,006
Мирный	0,021±0,005

За указанный период в целом наибольшие уровни аэрозольного замутнения атмосферы наблюдались на арктических станциях Барроу и Тикси (табл. 2). Высокие (относительно средних значений) среднеквадратические отклонения АОТ(500) на арктических станциях за представленные 15 лет наблюдений обусловлены именно существенной внутригодовой изменчивостью аэрозольной оптической толщины.

Среднемесячные значения АОТ(500) на континентальных станциях AERONET, расположенных в средних широтах на территории России и на станции Тикси в Арктике, приведены на рис. 5.

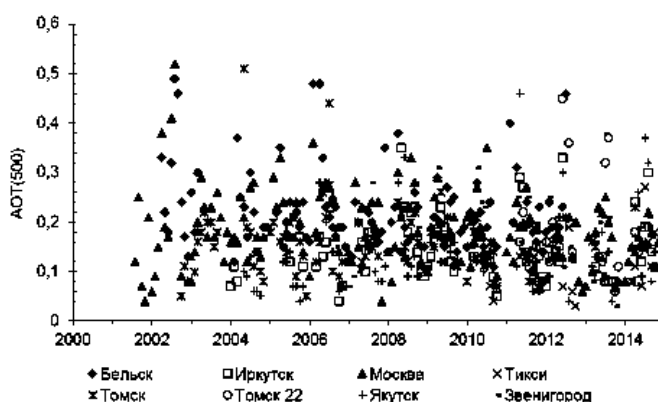


Рис. 5. Среднемесячные значения АОТ(500) на российских среднеширотных станциях и арктической станции Тикси сети AERONET за 2000–2014 гг.

Значения АОТ(500) на станциях AERONET, расположенных в умеренных широтах России, существенно выше, чем в Арктике. Но и они в основном не превышают величину 0,4. Превосходящие этот предел значения, как правило, связаны с экстремальными ситуациями — высокими уровнями замутнения атмосферы дымами торфяных и лесных пожаров (Горчаков и др., 2011; Сакерин и др., 2014; Chubarova et al., 2011).

ИЗМЕНЧИВОСТЬ АОТ НАД АТЛАНТИЧЕСКИМ И ЮЖНЫМ ОКЕАНАМИ

К настоящему времени накоплен значительный объем данных спектральных солнечных фотометрических наблюдений АОТ атмосферы, выполненных во время рейсов НЭС «Академик Федоров» из Санкт-Петербурга к Антарктиде и обратно за 2005–2015 гг.

На рис. 6 нанесены средние за день значения аэрозольной оптической толщины на длине волны 500 нм для каждого из 10 рейсов НЭС «Академик Федоров».

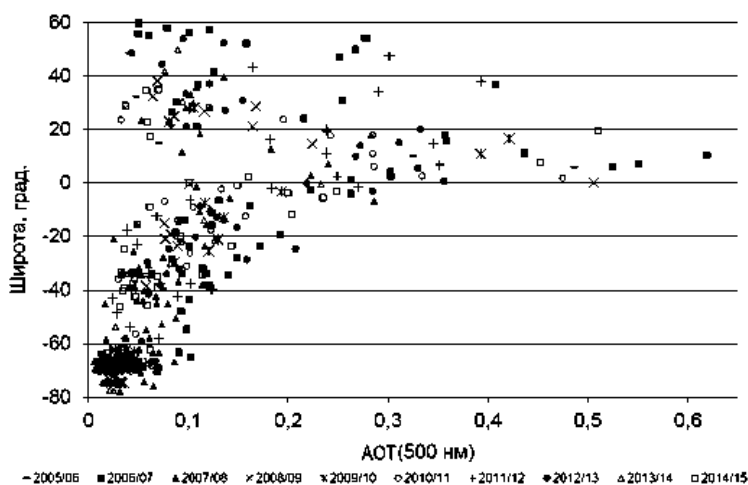


Рис. 6. Среднедневные значения АОТ на длине волны 500 нм в периоды рейсов НЭС «Академик Федоров» в Атлантическом и Южном океанах.

**Средние значения АОТ атмосферы на длине волны 500 нм
и их среднеквадратические отклонения
в различных широтных зонах акваторий Атлантического и Южного океанов
по результатам наблюдений на НЭС «Академик Федоров» в 2005–2015 гг.**

Широтная зона	АОТ(500) ± СКО
40–60° с.ш.	0,106±0,068
20–40° с.ш.	0,124±0,079
0–20° с.ш.	0,299±0,124
0–20° ю.ш.	0,143±0,124
20–40° ю.ш.	0,084±0,038
40–60° ю.ш.	0,055±0,023
Приантарктическая 100-мильная зона	0,026±0,014

Большая изменчивость аэрозольной оптической толщины в умеренных широтах Северного полушария определяется выносом примесей на акваторию океана с территории Европы. В области Атлантического океана, простирающейся от 22 до 10° с.ш. и до 40° з.д. и называемой «морем мрака», практически постоянно ощущается пылевой вынос из Африки (Бартенева и др., 1991).

В табл. 3 приведены средние для 20-градусных широтных поясов и в 100-мильной зоне вблизи Антарктиды значения аэрозольной оптической толщины атмосферы на длине волны 500 нм и их стандартные отклонения.

Из рис. 6 и табл. 3 следует, что наибольшее аэрозольное замутнение атмосферы наблюдается в зоне от 0 до 20° с.ш. В этом поясе среднедневные значения АОТ для $\lambda = 500$ нм могут превосходить величину 0,5 и даже 0,6. Столь высокие значения, как уже упоминалось, определяются выносами аэрозоля из пустынь африканского континента и полностью согласуются с данными, приведенными в (Бартенева и др., 1991; Smirnov et al., 2009). В широтной зоне от 0 до 20° ю.ш. изменчивость (СКО) такая же, как и в широтном поясе 0–20° с.ш., но средние значения в 2 раза меньше.

В широтных поясах 20–40° и 40–60° обоих полушарий величины АОТ меньше, чем в соседних приэкваториальных поясах, но в Северном полушарии они заметно превышают аналогичные значения в Южном полушарии.

При удалении от африканского континента и приближении к Антарктиде аэрозольное замутнение атмосферы уменьшается в несколько раз.

Самое низкое аэрозольное загрязнение атмосферы наблюдается в приантарктических водах (АОТ = 0,026±0,014). Это уже величины, измеренные у берегов Антарктиды, где практически отсутствует влияние антропогенных источников загрязнения и величина аэрозольного ослабления солнечной радиации определяется преимущественно содержанием аэрозоля морского происхождения.

ВЫВОДЫ

С начала 1970-х гг. и по 2014 г. как на станциях фонового мониторинга, так и на арктических станциях и в Антарктиде прослеживается тенденция к снижению ИОТ, т.е. к росту прозрачности атмосферы. На фоне этой тенденции существенные «всплески» ИОТ во всех рассматриваемых регионах были обусловлены влиянием крупных вулканических извержений, проявившихся на протяжении 2–3 лет. В результате самоочищения атмосферы после извержения вулканов Пинатубо и Хадсон, а также

существенного уменьшения промышленных выбросов на территории бывшего СССР, к середине 1990-х гг. интегральная прозрачность атмосферы над территорией России повысилась настолько, что значения нормированных аномалий ИОТ перешли в область отрицательных значений. Наибольшие по абсолютной величине отрицательные значения наблюдались на разных станциях в 1997–2001 гг.

Средние за период наблюдений уровни интегрального замутнения атмосферы (за счет аэрозольной составляющей и водяного пара) на российских фоновых станциях средних широт и на арктических станциях близки между собой, среднемесячные значения ИОТ $\leq 0,35$. В Антарктиде эти значения менее 0,2.

Собственно уровни аэрозольного загрязнения в Арктике и Антарктике различаются гораздо сильнее, чем величины ИОТ: средние месячные значения АОТ(500) в Арктике не превышают 0,2, а в Антарктиде — 0,05; их средние многолетние значения за все периоды наблюдений в 2000–2014 гг. — 0,1 и 0,02 соответственно.

На континентальных станциях AERONET, находящихся на территории России, значения АОТ(500) существенно превышают таковые в Арктике, особенно в летний период.

Над акваторией Атлантического океана значения АОТ(500) менялись в широких пределах как в зависимости от широты, так и от года к году. Значения АОТ(500) $\geq 0,45$ характерны для широтных зон в Атлантике, где наблюдаются выносы аэрозоля из пустынь африканского континента.

Снижение уровня аэрозольного замутнения к северу и к югу от этой зоны повышенного замутнения происходит неравномерно. В «зеркальных» относительно экватора широтных поясах средние значения АОТ(500) в Северном полушарии значительно превосходят аналогичные значения в Южном полушарии. По-видимому, основной причиной этого является преобладание площади суши и промышленных источников загрязнений в Северном полушарии и, соответственно, увеличенный вынос в атмосферу над океаном аэрозолей естественного и антропогенного происхождения с континентов.

Минимальные значения аэрозольной оптической толщины атмосферы за все 10 лет измерений на судах наблюдались в непосредственной близости от берегов Антарктиды (АОТ(500) $< 0,02$) и являются одними из самых низких на земном шаре.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бартенева О.Д., Никитинская Н.И., Сакунов Г.Г., Веселова Л.К. Прозрачность толщи атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 224 с.
- Берлянд М.Е., Вольберг Н.С., Лавриненко Р.Ф., Русина Е.Н. Вопросы взаимосвязи глобального и локального мониторинга загрязнения атмосферы // Комплексный глобальный мониторинг загрязнения окружающей природной среды. Труды II Международн. симп. Л.: Гидрометеиздат, 1982. С. 135–144.
- Горчаков Г.И., Свириденков М.А., Семутникова Е.Г., Чубарова Н.Е., Холбен Б.Н., Смирнов А.В., Емиленко А.С., Исаков А.А., Копейкин В.М., Карпов А.В., Лезина Е.А., Задорожная О.С. Оптические и микрофизические характеристики аэрозоля задымленной атмосферы московского региона в 2010 году // Доклады Академии наук. 2011. Т. 467. № 5. С. 686–690.
- Евневич Т.В., Савиковский И.А. Расчет прямой солнечной радиации и коэффициента прозрачности атмосферы // Метеорология и гидрология. 1989. № 5. С. 106–109.
- Радионых В.Ф., Ламакин М.В., Хербер А. Измерения аэрозольной оптической толщины атмосферы в Антарктиде // Изв. АН. ФАО. 2002. Т. 38. № 2. С. 205–210.

Радионов В.Ф., Русина Е.Н., Сибир Е.Е. Специфика многолетней изменчивости суммарной солнечной радиации и характеристик прозрачности атмосферы в полярных областях // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 76. С. 131–136.

Радионов В.Ф., Кабанов Д.М., Полькин В.В., Савкин Д.Е., Сакерин С.М., Сибир Е.Е. Изменения характеристик аэрозольного и газового состава атмосферы на маршрутах НЭС «Академик Федоров» и «Академик Трёшников» в период 59-й РАЭ (ноябрь 2013 – май 2014 гг.) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 4 (106). С. 5–19.

Руководство по контролю загрязнения атмосферы. РД 52.04.186–89. М., 1991. С. 590–597.

Русина Е.Н. Определение характеристик аэрозольной мутности атмосферы по данным спектральных актинометрических наблюдений // Метеорология и гидрология. 1977. № 5. С. 49–55.

Русина Е.Н. Оценка качества информации об аэрозольной мутности атмосферы на международной сети фонового мониторинга БАПМОН // Труды ГГО. 1997. Вып. 544. С. 166–175.

Русина Е.Н., Радионов В.Ф., Сибир Е.Е. Изменчивость аэрозольно-оптических параметров атмосферы в северной и южной полярных областях после 2000 г. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 1 (95). С. 51–60.

Сакерин С.М., Андреев С.Ю., Кабанов Д.М., Николашкин С.В., Прахов А.Н., Радионов В.Ф., Турчинович Ю.С., Чернов Д.Г., Holben B.N., Smirnov A., Sorokin M.G. О результатах исследований аэрозольной оптической толщи атмосферы в арктических районах // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 5. С. 413–423.

Chubarova N., Nezval' Y., Sviridenkov M., Smirnov A., Slutsker I. Smoke aerosol and its radiative effects during extreme fire event over Central Russia in summer 2010 // Atmos. Meas. Tech. Discuss. 2011. № 4. P. 6351–6386.

Herber A., Thomason L.W., Dethloff K., Viterbo P., Radionov V.F., Leiterer U. Volcanic perturbation of the atmosphere in both polar regions: 1991–1994 // J. of Geoph. Res. 1996. Vol. 101. № D2. P. 3921–3928.

Smirnov A., Holben B.N., I. Slutsker, Giles D.M., McClain C.R., Eck T.F., Sakerin S.M., Macke A., Croot P., Zibordi G., Quinn P.K., Sciare J., Kinne S., Harvey M., Smyth T.J., Piketh S., Zielinski T., Proshutinsky A., Goes J.I., Nelson N.B., Larouche P., Radionov V.F., Goloub P., Krishna Moorthy K., Matarrese R., Robertson E.J., Jourdin F. Maritime Aerosol Network as a component of Aerosol Robotic Network // J. Geophys. Res. 2009. Vol. 14. D06204. (doi:10.1029/2008JD011257).

Tomasi C., Lupi A., Mazzola M., Stone R.S., Dutton E.G., Herber A., Radionov V.F., Holben B.N., Sorokin M.G., Sakerin S.M., Terpuogova S.A., Sobolewski P.S., Lanconelli C., Petrov B.H., Busetto M., Vitale V. An update on polar aerosol optical properties using POLAR-AOD and other measurements performed during the International Polar Year // Atmospheric Environment. 2012. Vol. 52. P. 29–47. doi:10.1016/j.atmosenv.2012.02.055.

WMO Operations Manual for Sampling and Analysis Techniques for Chemical Constituents in Air and Precipitation // WMO. 1971. № 299. P. 1–2, 7–14.

WMO/GAW Experts Workshop on a Global Surface-based Network for Long Term Observations of Column Aerosol Optical Properties (Davos, Switzerland, 8–10 March 2004) // WMO. 2005. TD № 1287. 153 p.

E.N. RUSINA, V.F. RADIONOV, E.E. SIBIR

MONITORING OF THE AEROSOL COMPONENT IN THE ATMOSPHERE AT MIDDLE AND HIGH LATITUDES AND OVER THE WORLD OCEAN

The article analyzes the observation data for the total optical thickness of the atmosphere at mid-latitude stations of the background air pollution monitoring on the territory of the Russian

Federation for more than 40 years. The obtained results are compared with similar results in Northern and Southern Polar regions.

The data of direct spectral observations of the aerosol optical thickness at the AERONET stations located in high and middle latitudes, as well as the spectral observational data over the Atlantic and Southern oceans collected during the voyages of research vessels to Antarctic and back, have been also drawn to the consideration. The analysis of observational data collected in such diverse conditions, allows evaluating the specificity and dynamics of aerosol pollution in various regions of the planet.

Keywords: total optical depth, aerosol optical depth, background air pollution monitoring, high and middle latitudes, Arctic, Antarctica, World Ocean.

**ПРАКТИКА ГАРМОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПРИЛИВОВ
МНОГОЛЕТНИХ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ
(НА ПРИМЕРЕ ПОЛЯРНОЙ СТАНЦИИ О. ГОЛОМЯННЫЙ, КАРСКОЕ МОРЕ)**

д-р геогр. наук Г.Н. ВОЙНОВ^{1,2}

¹ — ФГБУ Государственный океанографический институт, Санкт-Петербургское отделение

² — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: voinovgn@mail.ru

Рассмотрены особенности применения модифицированной версии расширенного гармонического анализа морских приливов по МНК по версии ААНИИ, учитывающей сезонную изменчивость приливов в годовом цикле. На примере анализа и предвычисления приливов в Карском море показана его более высокая точность описания кривой прилива. Отмечена также эффективность способа калибровки приливов при контроле, оценке качества и коррекции наблюдений на полярных станциях, приведении длительных рядов в базах данных к однородным массивам. Приведены результаты оценки сезонной и многолетней изменчивости волн приливов M_2 и K_1 на полярной станции (п/ст.) о. Голомянный за период 1963–2006 гг. Произведена оценка тонкой структуры (сателлитов) основных суточных и полусуточных волн прилива, образующих нодальную модуляцию. Обнаружено существенное отклонение амплитуд и фаз гармоник третьей степени потенциала от соотношений приливного потенциала.

Ключевые слова: приливы, расширенный гармонический анализ приливов, сезонный ход средних месячных констант волн M_2 и K_1 , многолетний ход средних за год амплитуд и фаз волн M_2 и K_1 , оценка тонкой структуры приливов-гармоник второй и третьей степени потенциала в суточных и полусуточных группах, Карское море, п/ст. Голомянный.

ВВЕДЕНИЕ

Гармонический анализ морских приливов, разработанный В. Томсоном и Дж. Дарвином в XIX веке, усовершенствованный А. Дудсоном в начале XX века (Doodson, 1928) до настоящего времени является эффективным методом изучения и предвычисления приливов в Мировом океане. С конца XX в. наибольшее распространение в мировой практике анализа и прогноза приливов получили версии гармонического анализа на основе метода наименьших квадратов (МНК), в том числе так называемый расширенный гармонический анализ (Rossiter, Lennon, 1968; Zetler, Cummings, 1967), наиболее полно используемый в программах М.Г. Форемана, А.С. Франко, Г. Година и др. (Foreman, 1977; Franko, Harari, 1993; Godin, 1972; Pawlowicz et al., 2002).

Теоретическую основу гармонического анализа приливов обеспечивает строго гармоническое разложение приливного потенциала по работе (Doodson, 1954) и более полное по работе (Cartwright, Tayler, 1971). В конце XX в. появились более детальные разложения приливного потенциала, выполненные для геофизических задач Й. Таммурой (1993), К. Хи (1993), Т. Хартманом и Х. Венцелем (Hartman, Wenzel, 1995) и

др., но в океанологии они не используются. Уровень шума в измерениях морских приливов на стандартных приливных постах не позволяет выделить очень многие из дополнительных составляющих волн этих разложений даже за сотни лет наблюдений.

Гармонический анализ приливов, проводимый сначала по методу Дарвина, затем по Дудсону и, наконец, по МНК, дал необходимые сведения о приливах, которые сведены в Мировой базе данных с гармоническими постоянными. Анализ приливов базы данных об уровне для 164 пунктов Мирового океана (WOCE) недавно выполнялся с помощью МНК (Ponchaut et al., 2001).

В конце XX и начале XXI в. мы видим появление нового направления в классическом гармоническом анализе приливов — *анализ прилива многолетних временных рядов* с применением расширенных версий расчета по методу наименьших квадратов (МНК) на современных компьютерах. В настоящее время сняты практически все технические и программные ограничения применения МНК, связанные ранее с выполнением суперрасширенного гармонического анализа приливов на рядах длительностью 19 и более лет (Войнов, 2006, 2011, 2015; Foreman et al., 2009; Muller, 2011; Ray, 2001).

Однако достоверные результаты таких анализов в виде временных рядов средних месячных и/или средних годовых оценок амплитуд и фаз (углов положений) основных и второстепенных волн прилива и, в особенности, тонкая структура отдельных групп прилива с нодальным разрешением по частоте напрямую и исключительно зависят от качества наблюдений, соответствия их условиям однородности.

В настоящее время в программах Форемана (Foreman, 1977) и ее версии в МАТЛАБе (Pawlowicz et al., 2002), а также в монографии (Parker, 2007) предложено включать в анализ прилива до 149 гармоник в спектре классов от долгопериодного до 1/12-суточного. Однако в целом в программах гармонического анализа приливов, представленных в (Руководство..., 1994; Bell et al.; Crauford, 1995; Doodson, 1928; Foreman, 1977; Foreman et al., 2009; Franko, 1993; Godin, 1972; Parker, 2007; Pawlowicz et al., 2002; Rossiter, Lennon, 1968), не полностью учитывается сезонная изменчивость приливов, которая проявляется во многих районах Мирового океана, но наиболее сильно выражена в арктических морях на мелководье (в шельфовой зоне). Без учета этой изменчивости невозможно адекватно наблюдениям описать в годовом цикле морские приливы в прибрежных районах и на акваториях многочисленных заливов и проливов на трассе Северного морского пути.

В 1990-е гг. в ААНИИ был разработан новый методический подход к обработке и анализу морских приливов (Войнов, 1999). В дальнейшем были опубликованы версии метода для анализа нерегулярных наблюдений, анализа аномальных мелководных приливов, анализа срочных наблюдений (Войнов, 2015). Расширенный гармонический анализ морских приливов производится по новой методике с включением волн, описывающих сезонную изменчивость основных и мелководных волн. Принципиальное отличие новой версии расширенного гармонического анализа морских приливов состоит в адекватном наблюдениям описании сезонной изменчивости приливных колебаний уровня моря для районов с сильно выраженным или аномальным ходом констант волн в годовом цикле.

Однако во многих случаях использованной ранее методологии было недостаточно для полного восстановления сомнительных наблюдений. Поэтому был разработан способ калибровки приливов (Войнов, 2015).

Здесь изложены современные приемы гармонического анализа приливов по МНК по версии ААНИИ, приведены результаты применения способа калибровки приливов к многолетним наблюдениям за уровнем моря на п/ст. о. Голомянный и выполнена оценка тонкой структуры приливов в суточной и полусуточной полосах спектра.

ЕЖЕЧАСНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ЗА УРОВНЕМ МОРЯ НА П/СТ О. ГОЛОМЯННЫЙ ЗА ПЕРИОД 1963–2006 гг. И МЕТОДИКА ИХ ОБРАБОТКИ

Наблюдения за уровнем моря на п/ст. о. Голомянный с помощью мареографа типа СУМ были начаты в 1958 г., но выполнялись только в зимний период с припая и не охватывали весь годовой период. С 1963 г. стали производиться круглогодичные ежечасные серии измерений. Капитальных установок для наблюдений за колебаниями уровня моря построить не удалось вследствие воздействия волнения и льда. Наблюдения большую часть года (ноябрь – июнь) производились с припайного льда в 20–100 м к северу от берега в северной части острова на глубине около 5 м (см. рис. 1). В летний период (июль – октябрь) измерения велись по временным футштокам различных типов, что не всегда обеспечивало качество и непрерывность уровенных наблюдений.

В зависимости от ледовых условий наблюдения в отдельные годы выполнялись с западной стороны в северной части острова вблизи берега. Предположительно это может привести к нарушению однородности места наблюдений, но результаты гармонического анализа приливов за годы, когда наблюдения велись или с северной, или с западной стороны острова, не выявили значимых различий в гармонических постоянных волн прилива. Все же преобладающий массив наблюдений был выполнен с северной части острова, что позволяет считать место измерений одинаковым.

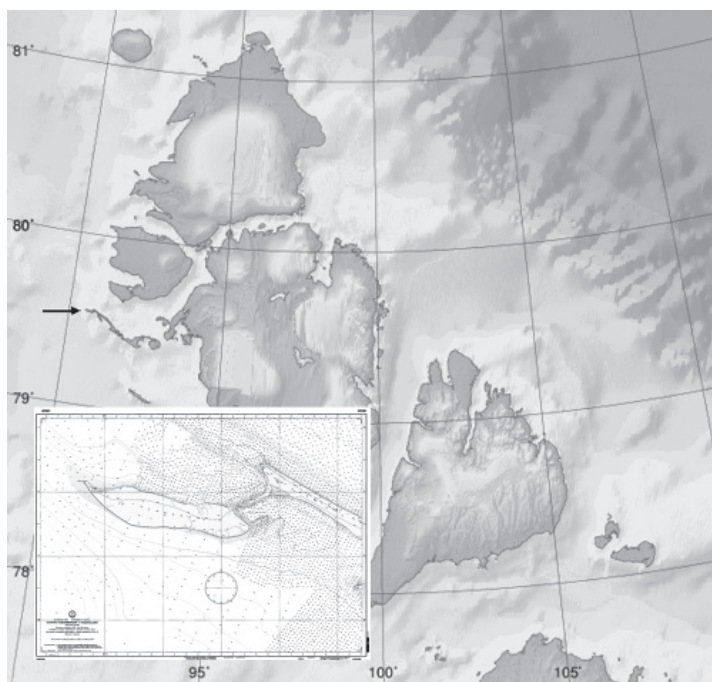


Рис. 1. Расположение уровенного поста о. Голомянный в Карском море.

Понятно, что производство наблюдений в период разрушения льда или ледообразования и постоянного наличия дрейфующего льда летом, действия штормов и волнения требовало специальных навыков, самоотверженности и вообще работа наблюдателей в суровых климатических условиях представляет особую трудность. Поэтому выполнение согласно наставлениям всего комплекса научных наблюдений за уровнем моря часто по природным условиям было просто невозможно. Здесь мы имеем в виду программу обязательных четырехсрочных измерений уровня моря по рейке футштока, необходимых для развязки мареограмм. В лучшем случае это делалось 1–2 раза в сутки (в летний период, как правило, чаще). Одного или двух измерений в сутки было недостаточно для точной развязки мареограмм. Отсюда возник артефакт в виде искажения масштаба ленты самописца, что приводило в свою очередь к существенному занижению или аномальному завышению амплитуд основных волн прилива в годовых сериях.

Однако с помощью *способа калибровки приливов* можно скорректировать приливные колебания уровня при наличии эталонных качественных серий наблюдений и привести временные ряды к однородным. В работе (Войнов, 2015) детально описан алгоритм способа калибровки приливов и приведены выборочные результаты его применения для многолетних рядов наблюдений за уровнем моря на п/ст. о. Голомянный.

Оценка результатов гармонического анализа показала, что лучшее качество наблюдений за уровнем моря соблюдалось в середине XX в., а в его конце постепенно понижалось. На п/ст. о. Голомянный резкое падение качества наблюдений произошло с 1981 г. В 1990-е и 2000-е гг., вероятно, вследствие изменения в отдельные годы условий наблюдений качество наблюдений иногда улучшалось, но затем снова падало. После 2006 г. в наблюдениях пропуски составляли до 50 % и более в годовых сериях, и мы их не использовали.

Из данных табл. 1 видно, что количество сомнительных наблюдений после 1980 г. стало расти. Но количество пропусков снизилось, и в общем результате количество пропусков и замен осталось примерно одинаковым. В целом контроль и коррекция (редакция) наблюдений с приведением их к однородным временным рядам выполнялись по методике, изложенной в (Войнов, 2015). В итоге за период 1963–2006 гг. количество пропусков, заполненных предвычислением, составило 5,4 % ряда, а количество замен брака достигло 9,8 %.

На первом этапе гармонический анализ проводился последовательно по годовым сериям по версии МНК для пропусков. Это делается с целью сохранения индивидуального сезонного хода непериодических и периодических колебаний уровня в конкретном году. Пропуски сначала восстанавливались по предвычислению «на

Таблица 1

Сведения о периодах анализа, пропусках в измерениях и заменах сомнительных участков (брака) на предвычисления на п/ст. о. Голомянный

Период анализа	Число лет (сутки)	Число пропусков, сутки	Число замен, сутки	Общее число пропусков и замен, сутки, в % длины ряда
1963–1980	18 (6575)	460	487	947 (14,4 %)
1963–1985	23 (8401)	575	830	1405 (16,5 %)
1986–2006	21 (7670)	290	747	1037 (13,5 %)
1963–2006	44 (16071)	865	1577	2442 (15,2 %)

себя». Повторно они заполнялись после создания модели прилива в пункте, но также с учетом индивидуальных колебаний уровня в конкретном году. Объективным критерием качества наблюдений являются результаты гармонического анализа приливов по последовательным месячным сериям и годовым сериям. В необходимых случаях применялась калибровка приливов. Замена сомнительных участков производилась только в самых очевидных эпизодах, чтобы максимально сохранить исходные ряды. Предварительные выборочные результаты анализа приведены в (Войнов, 2015). Здесь они представлены более подробно.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГАРМОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПО МЕТОДУ МНК ПО ВЕРСИИ ААНИИ

Сезонная изменчивость основных полусуточных и суточных волн прилива

На рис. 2 дан временной ход последовательных месячных оценок значений амплитуды и фазы (угла положения) волны M_2 за период 44 года. Кривые на рис. 2 показывают четко выраженный годовой цикл во временном ходе амплитуды и фазы волны M_2 . Как правило, максимум амплитуды и минимум фазы наступает в августе. Но за 44 года (1963–2006) в 17 случаях (38,6 %) максимум амплитуды отмечался в сентябре, а минимум фазы в этот месяц наблюдался в 23 случаях (52,2 %).

Для о. Голомянный были рассчитаны средние месячные оценки амплитуд и фаз основных суточных (K_1 и O_1) и главных полусуточных волн (M_2 , S_2 , N_2), а также и ряда других значимых волн за период 19 лет. Для волны M_2 эти оценки даны в табл. 2. Для расчета оценок значений средних месячных значений амплитуд и фаз этих волн применялись правила векторного осреднения. Сезонный ход амплитуды представлен также в виде относительного изменения (dH) ее средней величины (H) как $dH = (H_m - H_r)/H_r$ (%), где H_m — среднее векторное значение из всех серий за

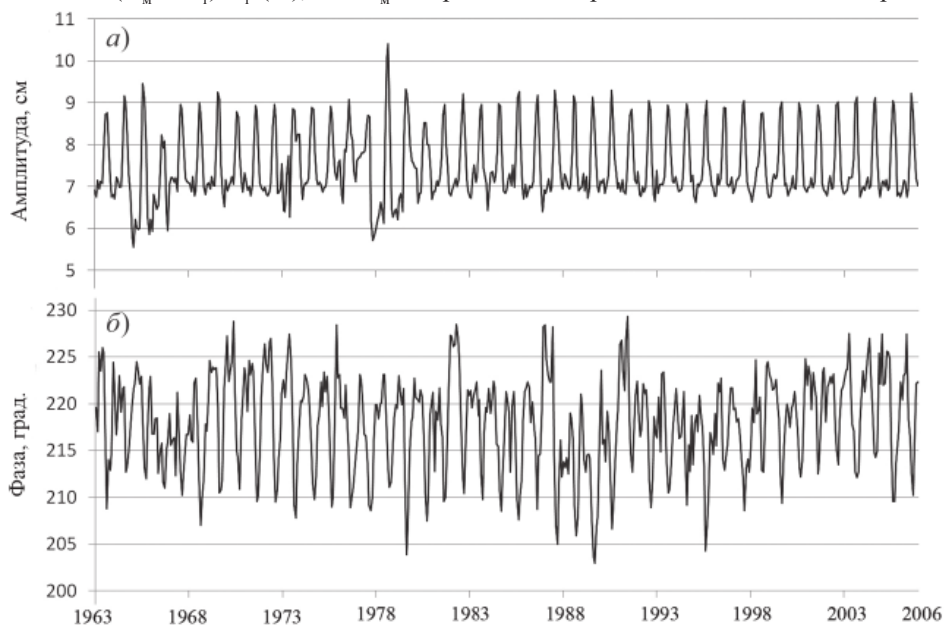


Рис. 2. Временной ход амплитуды (а) и фазы (б) (угла положения) волны M_2 по результатам анализа 528 последовательных месячных серий за период 1963–2006 гг. на п/ст. о. Голомянный.

Таблица 2

Оценки средних векторных значений амплитуд (H , см) и фаз (g , град.) в нулевом поясе волны M_2 , их среднее квадратическое отклонение и средний сезонный ход на п/ст. о. Голомянный за период 1963–1981 гг.

Месяц	Средние оценки		С.к.о.		Сезонный ход	
	H , см	G , град.	$\pm\sigma_H$, см	$\pm\sigma_g$, град.	dH , %	dg , град.
I	7,02	220,8	0,40	3,30	-5,9	3,3
II	6,93	219,6	0,38	3,16	-7,2	2,2
III	6,95	221,5	0,37	3,04	-6,9	4,0
IV	7,03	221,0	0,40	3,26	-5,9	3,6
V	7,08	222,4	0,41	3,30	-5,2	4,9
VI	7,00	220,3	0,43	3,53	-6,2	2,8
VII	8,00	215,8	0,30	2,13	7,2	-1,7
VIII	9,00	210,2	0,33	2,12	20,6	-7,3
IX	8,89	210,4	0,37	2,39	19,1	-7,1
X	7,85	213,7	0,44	3,23	5,1	-3,7
XI	7,17	218,2	0,47	3,77	-4,0	0,7
XII	6,93	220,5	0,47	3,91	-7,2	3,0

данный месяц, а H_T — среднее векторное за весь период. Сезонный ход фазы (dg) дан в виде отклонения средней величины из всех серий за данный месяц от средней за весь период $dg = (g_m - g_T)$. Среднее квадратическое отклонение (с.к.о., или σ) для амплитуды и фазы рассчитывалось по формулам ошибок векторного среднего. Для этого средние и индивидуальные месячные значения амплитуды и фазы преобразо-

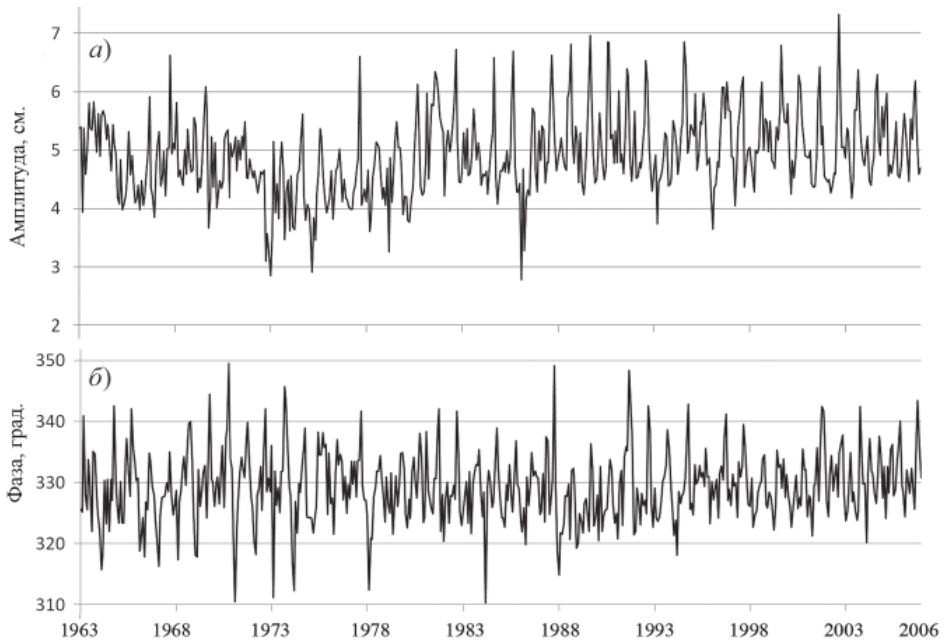


Рис. 3. Временной ход амплитуды (a) и фазы ($б$) (угла положения) волны K_1 по результатам анализа 528 последовательных месячных серий за период 1963–2006 гг. на п/ст о. Голомянный.

вывалились в компоненты $H\cos g$ и $H\sin g$. По ним рассчитывалась стандартная ошибка для амплитуды σ_H и затем для фазы σ_g .

В средних месячных значениях амплитуды в среднем максимум амплитуды наблюдается в августе, а минимум отмечается в феврале–марте. При этом отклонение от средней годовой величины (нормы) в августе достигает 20,6 %, а уменьшение амплитуды в феврале составляет 7,2 % относительно нормы. Размах изменения фазы в годовом цикле в среднем равен 12,2°, а уменьшение ее в сентябре по отношению к норме равно 7,3°. Практически тождественный сезонный ход наблюдается и в других циклах в 19 лет на интервале с 1982 по 2006 г.

Временной ход амплитуды и фазы волны K_1 по результатам анализа месячных серий за период 1963–2006 гг. дан на рис. 3. По кривым рис. 3 также виден основной годовой цикл изменчивости амплитуды и фазы, но он зачастую становится плохо выраженным.

Сезонный ход амплитуды и фазы волн S_2 и N_2 в общих чертах соответствует таковому у волны M_2 . Но характеры сезонного хода суточных волн K_1 и O_1 отличны от полусуточных волн и различаются между собой. Кривые сезонного хода значений относительных амплитуд и значений отклонений фаз от средних в годовом цикле для волн M_2 и K_1 , O_1 представлены на рис. 4. Из поведения кривых видно, что ход амплитуд волн K_1 и O_1 в годовом цикле находится в противофазе между собой. Изменение амплитуды волны K_1 в годовом цикле коррелирует с волной M_2 в общих чертах. Ход фаз волн K_1 и O_1 сходен, но кардинально различается с сезонным ходом волны M_2 в годовом цикле.

Таким образом, можно говорить о различных физических механизмах сезонной изменчивости полусуточных и суточных волн прилива. В научной литературе в отдельных случаях находили связь сезонной изменчивости констант волны K_1 с влиянием бризовых ветров. Мы считаем, что сезонная изменчивость констант волн

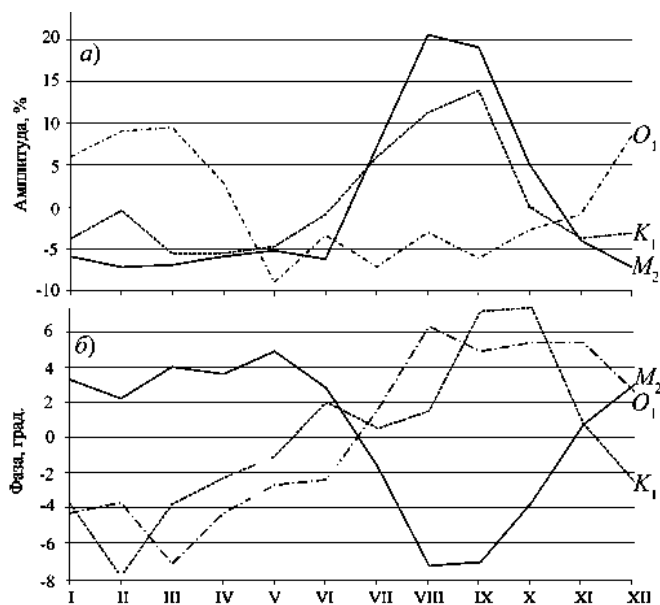


Рис. 4. Средний сезонный ход относительной амплитуды, dH (а) и отклонений фазы, dg (б) волн M_2 , K_1 , O_1 на п/ст. о. Голомянный за период 1963–1981 гг.

K_1 и O_1 в Карском море может объясняться недостатками теоретического отделения основных волн от второстепенных в результатах второго приближения при гармоническом анализе месячных серий.

Важным фактом, как показано выше, является эффект *индивидуального сезонного хода* полусуточных и суточных волн в конкретном году в данном пункте, зависящий, вероятно, от ледовых, гидрологических и метеорологических условий, а может быть, и других факторов. Поэтому при применении для предвычисления прилива средних многолетних оценок констант волн прилива мы все же будем допускать определенные неточности, связанные с особенностями распространения приливной волны в конкретном году.

Многолетний временной ход средних годовых значений амплитуды и фазы волн M_2 и K_1 на п/ст. о. Голомянный с 1963 по 2006 г.

Средние годовые оценки констант волн M_2 и K_1 приведены на рис. 5 и 6 соответственно.

Оценка линейных трендов амплитуды и угла положения (фазы) волны M_2 не выявила значимых трендов этих констант. Скорости изменения амплитуды и фазы ниже уровня значимости. За весь период в 44 года изменение амплитуды (уменьшение) в среднем составило не более 0,001 см, а увеличение фазы равно $+0,7^\circ$. Но эти значения не превосходят величин с.к.о. в амплитуде ($\pm 0,20$ см) и фазе ($\pm 1,54^\circ$) и недостоверны.

Во временном ходе средних годовых констант волны K_1 присутствует значимый линейный тренд, но он выражен только в амплитуде. Скорость изменения амплитуды составляет $+0,0106$ см/год, а угла положения (фазы) равна $+0,042$ град./ч. За период 44 года амплитуда волны K_1 увеличивается на 0,47 см, а фаза прибавляется на $1,8^\circ$. Эти значения выходят за пределы с.к.о. средних годовых констант в амплитуде ($\pm 0,29$ см), но не в фазе ($\pm 3,41^\circ$). Поэтому можно считать достоверным рост амплитуды волны K_1 , хотя это увеличение составляет всего 9,5 % средней величины амплитуды волны за весь период наблюдений.

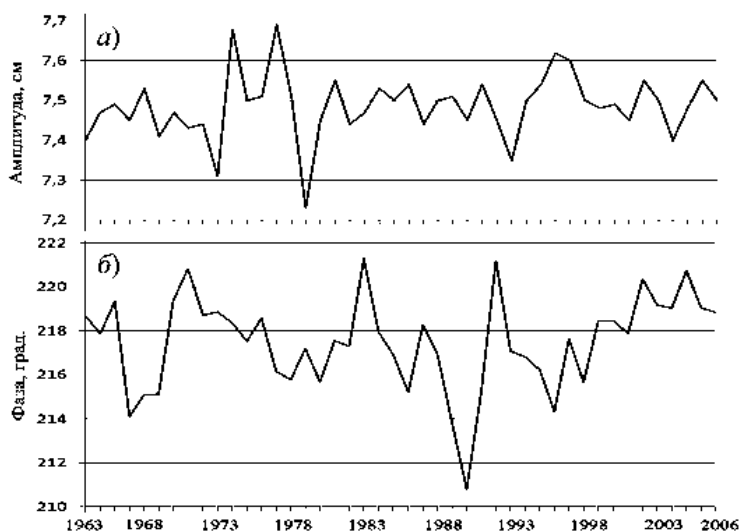


Рис. 5. Временной ход годовых оценок амплитуды (а) и фазы (б) волны M_2 на п/ст. о. Голомянный с 1963 по 2006 г.

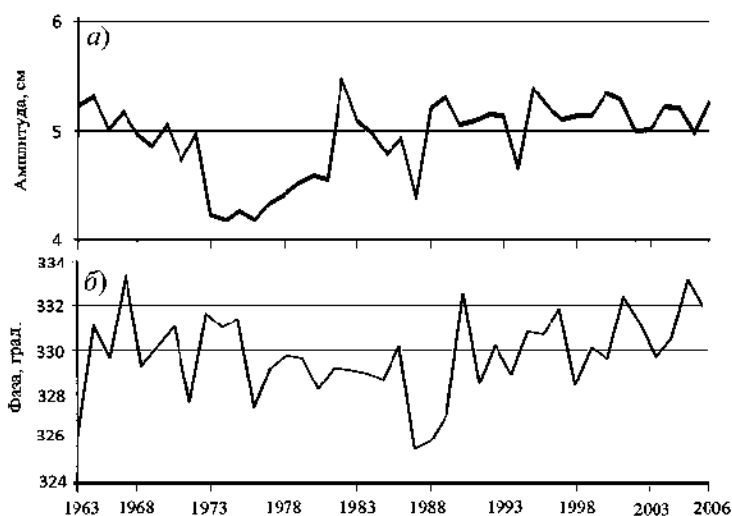


Рис. 6. Временной ход годовых оценок амплитуды (а) и фазы (б) волны K_1 на п/ст. о. Голомянный с 1963 по 2006 г.

Многолетний временной ход средних за 19 лет значений амплитуд и фаз волн M_2 и K_1 на п/ст. о. Голомянный с 1963 по 2006 г.

Для исследования многолетней изменчивости гармонических постоянных волны M_2 иногда рассматриваются «сырые» оценки этой волны без введения астрономических аргументов. Считается, что с помощью этого приема можно исключить нодальный цикл изменчивости, который в наблюдениях предположительно мало отличается от теоретического (Muller, 2011; Woodworth, 2010). Но этот прием будет эффективен только в случае соответствия группы или кластера (основная гармоника с второстепенными гармониками, образующими нодальную коррекцию) волны M_2 потенциалу, что не подтверждается в наблюдениях.

В работе (Войнов, 2006) было показано, что для точного расчета нодальной модуляции прилива M_2 в Амдерме (Карское море) требуется учет 8 спутников (второстепенных волн) в кластере (группе) этой волны, включая нелинейный член $2MM_{2-N}$, который отсутствует в потенциале. Поэтому для о. Голомянный необходимо было выполнить анализ тонкой структуры по двум независимым периодам в 19 лет (для сравнения результатов) и определить реальные константы спутников в группах основных волн прилива.

Альтернативный подход заключается в расчете констант волн прилива при производстве скользящего гармонического анализа по МНК с длиной ряда (окном) в 19 лет. При такой длине ряда все волны (гармоники) выделяются без влияния спутников, то есть у всех волн редукционные множители (f) равны 1, а поправки фазы (u) равны 0. Результаты последовательных анализов всего периода с окном 19 лет и сдвигом в один год позволяют получить средние реальные оценки всех основных и второстепенных волн прилива. Средние за 19 лет оценки констант волн M_2 и K_1 даны на рис. 7 и 8 соответственно.

По кривым средних за 19 лет значений амплитуды и фазы волны M_2 (см. рис. 7) видно, что их колебания не имеют выраженной закономерности. Точность опреде-

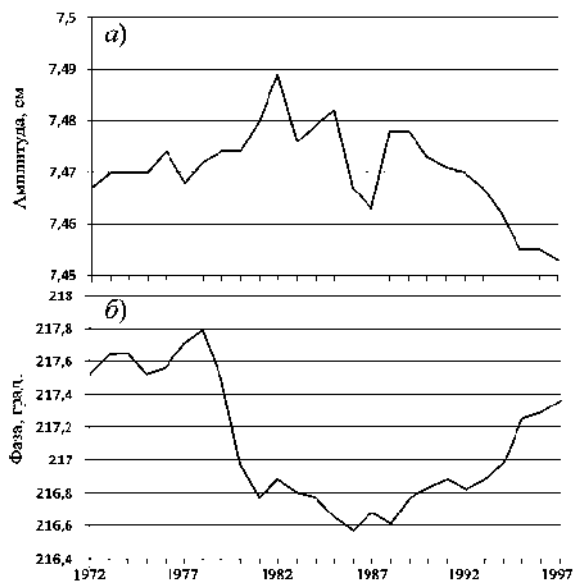


Рис. 7. Временной ход средних за 19 лет оценок амплитуды (а) и фазы (б) волны M_2 на п/ст. о. Голомянный с 1963 по 2006 г. (26 значений). Первый период 1963–1981 гг. (середина 1972 г.) и последний период 1988–2006 гг. (середина 1997 г.).

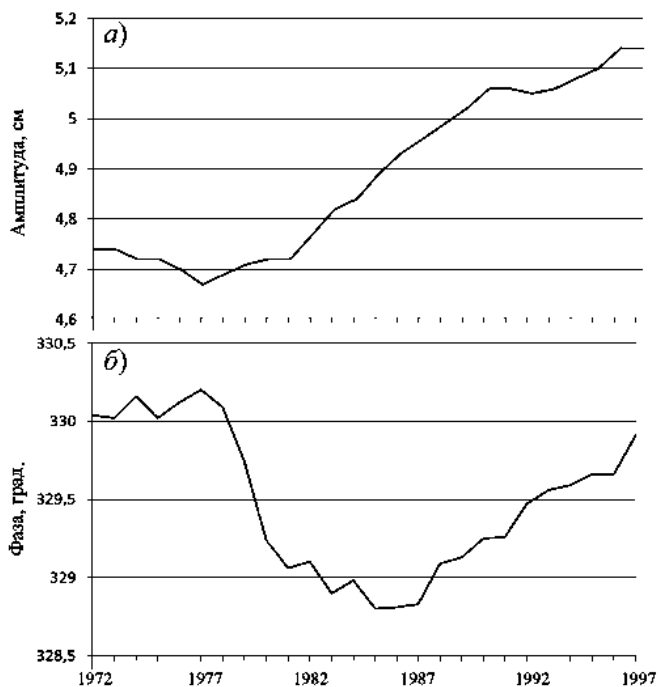


Рис. 8. Временной ход средних за 19 лет оценок амплитуды (а) и фазы (б) волны K_1 на п/ст. о. Голомянный с 1963 по 2006 г. (26 значений). Первый период 1963–1981 гг. (середина 1972 г.) и последний период 1988–2006 гг. (середина 1997 г.).

ления констант прилива настолько высока, что различия видны на уровне сотых см в амплитуде ($\sigma = \pm 0,036$ см) и десятых градуса в фазе ($\sigma = \pm 0,28^\circ$). Коэффициент линейного тренда в амплитуде не превышает значений с.к.о. констант прилива за весь период. Линейный тренд в фазе имеет небольшой уклон, и уменьшение фазы в конце периода составляет $-0,7^\circ$. Но границы доверительного интервала этого значения очень широкие и не вполне убедительные. В целом подтверждается оценка, выполненная ранее на основе кривых средних годовых констант прилива, которая не выявила значимого тренда в константах волны M_2 .

Для средних за 19 лет значений констант прилива волны K_1 виден положительный тренд в амплитуде и неявный отрицательный тренд в фазе. Скорость роста значений амплитуды составила $+0,021$ см/19 лет, а скорость падения фазы равна $-0,037$ град./19 лет (по оценкам линейных трендов). Эти значения не полностью соответствуют таковым, полученным при оценке трендов средних годовых значений волны K_1 . В целом значение амплитуды увеличивается на $+0,53$ см к последнему периоду в 19 лет (1988–2006). Значение фазы уменьшается на $-0,62^\circ$ к этому же периоду, что не превосходит с.к.о. для фазы ($\pm 1,52^\circ$).

В конечном счете анализ линейных трендов средних за 19 лет констант прилива волны K_1 подтверждает полученный ранее при анализе средних годовых значений амплитуды этой волны вывод о значимом росте амплитуды за период наблюдений. Так же, как и для средних годовых значений, не признан достоверным тренд фазы (угла положения) волны K_1 .

ТОНКАЯ СТРУКТУРА ПРИЛИВОВ НА П/СТ. О. ГОЛОМЯННЫЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГАРМОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПО МНК ДВУХ НЕЗАВИСИМЫХ СЕРИЙ ПО 22 ГОДА (1963–1984 гг. и 1985–2006 гг.)

Гармонический анализ выполнялся по МНК по всем линиям или гармоникам в суточном и полусуточном диапазоне потенциала, разрешаемым за период нодального цикла (в действительности более этого периода). При этом 179 гармоник рассчитано в суточном классе приливов из 197 гармоник второй и третьей степени в разложении потенциала и 142 гармоники выделены в полусуточном классе из 150 гармоник от сферических функций второй и третьей степени потенциала. Угловые скорости 26 гармоник (из 347) имеют разность по частоте между соседней гармоникой меньше, чем скорость изменения угловой скорости восходящего узла лунной орбиты N ($0,0022$ град./ч), и требуют для разделения период в сотни лет и более. В этих случаях вместо двух гармоник выделялась большая по амплитуде гармоника. Для понижения размерности матрицы линейных уравнений производилось выделение отдельных классов прилива с помощью специальных полосовых фильтров. Этот прием позволяет производить гармонический анализ по МНК отдельно для суточного или полусуточного временных рядов после фильтрации.

Общий период наблюдений на п/ст. о. Голомянный позволяет произвести гармонический анализ по МНК для двух независимых серий с периодом 22 года каждая, соответственно равных 192864 ч (1963–1984 гг.) и 192840 ч (1985–2006 гг.). Далее были получены средние векторные гармонические постоянные констант гармоник из двух серий. В тех случаях, где значения амплитуды гармоник не превышали 90 % доверительный интервал, равный для суточного класса $\pm 0,054$ см и для полусуточного класса $\pm 0,053$ см, они не осреднялись при расхождении в углах положений более 90° .

Основная задача гармонического анализа длительных временных рядов колебаний уровня моря заключается в проверке соответствия приливного компонента

уровня потенциалу. Это означает, что следует проверить нодальную модуляцию для всех основных групп гармоник в полусуточном и суточном классах прилива. В суточном классе прилива по разложению потенциала Картрайта (Cartwright, Tayler, 1971) содержится 21 группа гармоник, а в полусуточном классе их определяется 17 групп. Поскольку прилив на о. Голомянный небольшой — средняя сигийная величина прилива в летний период составляет всего 26 см, то и амплитуды основных гармоник прилива имеют небольшую величину. Самая большая гармоника в суточном классе — гармоника K_1 равна 4,9 см, а в полусуточном — гармоника M_2 составляет 7,5 см. Поэтому ясно, что в некоторых группах амплитуды даже основных гармоник не превышают уровень шума, а в большинстве групп достоверные выводы можно делать только по наибольшим по величине второстепенным гармоникам в группах.

Для решения поставленной задачи можно рассматривать только те гармоники прилива, которые имеют минимальные по величине мелководные двойники. То есть в этих гармониках должен преобладать астрономический прилив, соотношения в котором между главной линией в группе и линиями сателлитов следуют теории потенциала. Как правило, значения углов положений гармоник второй степени в группе близки к таковому значению для основной линии. В группах суточного и полусуточного классов прилива были рассчитаны теоретические и наблюдаемые отношения между величинами амплитуд второстепенных гармоник и основной линией (гармоникой) в группе.

Здесь и далее будем называть приливами второй и третьей степени по (Cartwright, Tayler, 1971) гармоники в группах (кластерах) суточных и полусуточных приливов, возникающих от сферических гармоник второй и третьей степени потенциала.

Например, аргумент основной линии в кластере волны Q_1 равен $(1, -2, 0, 1, 0, 0)$ с амплитудой по теории 0,6918 см (здесь и далее с учетом широтного коэффициента). Аргумент второй линии в кластере этой волны равен $(1, -2, 0, 1, -1, 0)$, а амплитуда по теории составляет 0,1305 см. Разность аргументов этих волн будет $-N'$ ($N' = -N$ — средняя долгота узла орбиты Луны), а отношение амплитуд (второй гармоники к основной) по теории равно 0,1886.

Теоретический статический прилив $H_{ст} = C_n^m \cdot W_n^m$ определялся с учетом широтных коэффициентов для приливов второй и третьей степени W_n^m (Cartwright, Tayler, 1971).

Результаты расчетов для суточных и полусуточных гармоник второй степени сведены в табл. 3. В табл. 3 не включены гармоники прилива, в которых существенно влияние мелководных двойников: $\alpha_1(\mu J_1)$, $MP_1(\tau_1)$, $SJ_1(\beta_1)$, $TK_1(S_1)$, $TP_1(S_1)$, $SO_1(SO_1)$, и ряд других менее значимых по величине гармоник, которые не превышали уровень шума.

Данные табл. 3 подтверждают приближенное соответствие с разложением потенциала для гармоник от 2-й степени. Имеющиеся расхождения значений отношений вполне объяснимы, хотя и не строго. Во-первых, любая основная гармоника имеет своего мелководного двойника, но разделить их не всегда представляется возможным. Для некоторых пар гармоника — двойник, как $NO_1 - NO_1$, $J_1 - MQ_1$, $SO_1 - SO_1$, $L_2 - 2MN_2$, и ряда других такое разделение можно провести с помощью функций отклика (Войнов, 2006). В этих случаях мелководный двойник имеет амплитуду, соизмеримую с основной гармоникой. В других случаях, где амплитуда двойника намного меньше основной гармоники, это разделение проблематично выполнить: например, для пар $M_2 - KO_2$, $P_1 - SK_1$, $K_1 - MO_1$ и т.д.

Средние значения амплитуд (H) и углов положений (g) основных и второстепенных гармоник второй степени потенциала в группах суточных и полусуточных приливов и отношения их амплитуд по наблюдениям и по теории

Гармоника	Угловая скорость, град./ч	Наблюдения		Статическая амплитуда, см	Отношение амплитуд	
		H , см	g , град.		Наблюдения	Теория
Q_1	13,398660	0,132	324,9	0,6918		
$Q_{1,N}$	13,396454	0,024*	(16,9)	0,1305	0,1835	0,1886
O_1	13,943035	2,398	302,5	3,6132		
$O_{1,N}$	13,940829	0,474	307,8	0,6814	0,1976	0,1886
NO_1	14,496693	0,245	309,7	0,2841		
$NO_{1,2P}$	14,487410	0,069	309,7	0,1021	0,2833	0,3594
P_1	14,958931	1,541	320,7	1,6816		
$P_{1,N}$	14,956724	0,092	352,1	0,0189	(0,0595)	0,0112
K_1	15,041068	4,906	329,9	5,0817		
$K_{1,N}$	15,043275	0,696	319,8	0,6891	0,1419	0,1356
J_1	15,585443	0,228	332,0	0,2841		
$J_{1,N}$	15,587649	0,033	298,2	0,0564	0,1447	0,1983
OO_1	16,139101	0,101	310,1	0,1556		
$OO_{1,N}$	16,141308	0,053	322,7	0,0996	0,5276	0,6404
N_2	28,439729	1,349	184,8	0,1538		
$N_{2,N}$	28,437523	0,064	185,2	0,0057	0,0473	0,0373
M_2	28,984104	7,468	217,4	0,8030		
$M_{2,N}$	28,437523	0,313	214,7	0,0299	0,0419	0,0373
$M_{2,2P}$	28,993387	0,070	191,3	0,0005	(0,0093)	0,0006
L_2	29,528478	0,246	248,6	0,0227		
$L_{2,2P}$	29,537762	0,050	265,2	0,0057	0,2048	0,2502
$L_{2,N}$	29,539968	0,024*	277,7	0,0025	0,0963	0,1101
K_2	30,082137	0,903	267,9	0,1016		
$K_{2,N}$	30,084343	0,247	270,7	0,0303	0,2735	0,2982

Примечание. * — амплитуда выше уровня шума, но ниже 90 % доверительного интервала. В скобках указаны сомнительные значения.

Соответствие разложению потенциала подтверждается также близостью углов положений основных и второстепенных гармоник в наблюдениях. Имеющиеся расхождения не выходят за пределы доверительных интервалов.

Среднее из значений отношений по наблюдениям к отношениям по теории для 8 пар наиболее надежных определений в табл. 3 (кроме гармоник NO_1 , P_1 и L_2) составило 0,991.

Расчеты, аналогичные выполненным в табл. 3, но для гармоник третьей степени в группах суточного и полусуточного класса приливов, приведены в табл. 4. Здесь принимались во внимание гармоники, не имеющие вкладов от гармоник второй степени потенциала с почти совпадающими угловыми скоростями.

Вследствие очень малых амплитуд гармоник третьей степени в большинстве групп приливов и присутствия во многих случаях гармоник второй степени с почти совпадающими угловыми скоростями удалось привлечь к рассмотрению приливы в шести группах (см. табл. 4).

Из данных табл. 4 следует, что во всех случаях отношения амплитуд гармоник третьей степени к основной гармонике существенно превосходят теоретические

Таблица 4

Средние значения амплитуд (H) и углов положений (g) основных и второстепенных гармоник третьей степени потенциала в группах суточных и полусуточных приливов и отношения их амплитуд по наблюдениям и по теории

Гармоника	Угловая скорость, град./ч	Наблюдения		$H_{\text{ст}}, \text{см}$	Отношение амплитуд		R
		$H, \text{см}$	$g, \text{град.}$		наблюдения	теория	
O_1	13,943035	2,398	302,5	3,6132			
$O_{1,P}$	13,947677	0,0637	185,4	0,0146	0,2656	0,0040	>>
NO_1	14,496693	0,245	309,7	0,2841			
$NO_{1,N'}$	14,489845	0,020*	169,2	0,0133	0,0816	0,0468	1,744
$M_{1,P}$	14,492052	0,191	140,8	0,0897	0,7796	0,3157	2,469
K_1	15,041068	4,906	329,9	5,0817			
$K_{1,N'}$	15,034220	0,038	271,3	0,0007	0,0077	0,0001	>>
$K_{1,2N'}$	15,047916	0,070	54,1	0,0007	0,0143	0,0001	>>
J_1	15,585443	0,228	332,0	0,2841			
$J_{1,N'}$	15,592291	0,028*	186,9	0,0133	0,1228	0,0466	2,635
N_2	28,439729	1,349	184,8	0,1538			
$N_{2,N'}$	28,432881	0,023*	59,3	0,0022	0,0170	0,0143	1,189
M_2	28,984104	7,468	217,4	0,8030			
$M_{2,P}$	28,988746	0,058	291,1	0,0019	0,0078	0,0024	3,250

Примечания. * — амплитуда выше уровня шума, но ниже 90% доверительного интервала; >> — определение R не выполнено ввиду очень малой величины по теории. Жирным шрифтом выделена гармоника M_1 .

значения отношений. Отклонения от этого правила связаны с малодостоверными оценками при малых величинах амплитуд. Значения углов положений основной и второстепенной (третьей степени) гармоник существенно различаются между собой (в отличие от гармоник второй степени). Можно предположить влияние мелководных гармоник-двойников второго и третьего порядка взаимодействия, которые формируются под влиянием различных физических причин (Le Provost, 1991). Но для более

Таблица 5

Значения амплитуд H (см) и углов положений g (град.) по времени нулевого пояса и величина отношения R в кластере суточного прилива NO_1 (M_1)

Пункт	Гармоника третьей степени. $q = 14,489846$			Прилив M_1			Прилив NO_1		
	H	g	R	H	g	R	H	G	R
Полярное	0,101	65,0	4,412	0,709	86,6	4,596	0,342	289,4	0,647
Териберка	0,077	104,7	3,377	0,736	92,8	4,764	0,414	289,7	0,782
Хейса	0,023*	153,8	3,250	0,181	217,8	2,054	0,202	358,1	0,773
Амдерма	0,111	297,8	4,724	0,490	306,1	3,208	0,241	42,3	0,466
Голомянный	0,020*	169,2	1,504	0,191	140,8	2,129	0,245	309,7	0,862
Правды	0,029*	8,0	1,726	0,119	133,6	1,045	0,182	294,5	0,495

Примечание. Средний уровень шума остаточных рядов в суточном диапазоне спектра для Полярного, Териберки, Хейса, Амдермы равен соответственно 0,03 см, 0,03 см, 0,02 см, 0,04 см. Среднее квадратическое отклонение для амплитуд соответственно составляет $\pm 0,024$ см, $\pm 0,029$ см, $\pm 0,015$ см, $\pm 0,043$ см. * — амплитуда гармоники ниже доверительного 90 % интервала.

обоснованных выводов необходимо понизить уровень шума в классах прилива и повысить разрешение по частоте с помощью гармонического анализа временных рядов с наблюдениями более 50 лет.

В настоящее время получено мало сведений о поведении гармоник третьей степени. Мы произвели анализы многолетних рядов в Амдерме, о. Хейса (обс. Дружная) в Карском море и в пунктах Полярное и Териберка (Баренцево море) (Войнов, 2011). Выборочные результаты гармонического анализа этих рядов приводились частично в (Войнов, 2011) и даны для линий в кластерах суточных приливов NO_1 (M_1) в табл. 5, где R — величина отношения амплитуд прилива наблюдаемой к статической.

Наибольший интерес из данных табл. 4 и табл. 5 представляет явление аномального усиления лунного суточного прилива M_1 (имеющего наибольший коэффициент в потенциале среди суточных приливов третьей степени) во всех пунктах, с превышением амплитуд в 2,1–4,7 раза в сравнении с теоретическим приливом.

В некоторых районах Мирового океана выявлены аномальные амплитуды суточных приливов третьей степени. О необычно больших амплитудах лунного прилива M_1 с периодом в одни средние лунные сутки в морях Западной Европы впервые сообщил Д. Картпрайт (Cartwright, 1975). Это явление обнаружил также М. Эймин (Amin, 1982) при изучении приливов вдоль западного побережья Англии, но длина используемых им рядов уровня не превышала 9 лет.

Выводы Д. Картпрайта были подтверждены Р. Рэем (Ray, 2001) по результатам анализа наблюдений за уровнем с длиной в 38 лет в 3 пунктах в Западной Европе. Благодаря очень длительным рядам с отличным качеством данных Рэю удалось выделить суточные приливы с амплитудой в потенциале выше 0,03 см.

Г. Платцмен рассматривал распространение синтеза суточных приливов третьей степени M_1 и J_1 в виде моды с периодом 25,7 ч с участием моды с периодом 23,7 ч и предсказал увеличение амплитуд этих приливов в Северной Атлантике и Арктике (Platzman, 1984).

Как известно, иногда аномальные линии в приливном спектре могут возникать вследствие нелинейных взаимодействий в виде сумм или разностей угловых скоростей (частот). Например, прилив второй степени NO_1 может иметь двойника от взаимодействия N_2 и O_1 , но эмпирические функции отклика (кривые отношения амплитуд волн наблюдаемых к статическим) не подтверждают присутствия этого двойника. Также на частоте прилива третьей степени M_1 может возникать двойник от разности волн M_2 и M_1 . Оценка такого двойника MM_1 была произведена по коэффициенту взаимодействия и фазовому соотношению волны MP_1 , представляющей в основном мелководный прилив (Войнов, 2006). Оказалось, что амплитуда двойника прилива MM_1 не должна превышать 0,07 см.

С учетом этих оценок трудно объяснить явлением локального резонанса причину усиления только прилива M_1 , так как разность угловых скоростей приливов NO_1 и M_1 очень мала (0,0046 град./ч).

Рэй (Ray, 2001) подтвердил расчеты Платцмена и гипотезу Картпрайта (Cartwright, 1975) о пространственном соответствии или корреляции приливообразующей силы и нормальных мод колебаний с периодом 25,7 ч (и отчасти 23,7 ч) в Северной Атлантике. Рэй также получил оценки приливов третьей степени для волн $2Q_1$, Q_1 , O_1 , что позволило ему рассчитать «наилучший» период фундаментальной моды, равный 27–29 ч. В целом наши результаты не противоречат выводам Рэя (Ray, 2001).

Приведенные нами данные позволяют утверждать о неприменимости классической нодальной коррекции к приливу M_1 при анализе и предвычислении этого прилива. Нодальную модуляцию этого прилива рассчитывают или по Дудсону (Doodson, 1928), или по соотношениям потенциала (Foreman, 1977). Как следует из результатов, приведенных в табл. 3–5, также полученных в работах (Amin, 1982; Cartwright, 1975), реальную модуляцию прилива нельзя рассчитывать ни по Дудсону, ни по потенциалу. В крайнем случае лучше считать, что она отсутствует, и принимать условно значение редуцированного множителя f равным 1 и поправку фазы u равной нулю.

К сожалению, рамки настоящей работы не позволяют нам рассмотреть некоторые другие проблемы, касающиеся анализа и предвычисления приливов, а именно: проверить правильность расчета стандартной нодальной коррекции всех основных волн приливов, показать применение функций отклика для разделения астрономических и мелководных приливов, выяснить преимущество точного предвычисления с помощью гармоник второй и третьей степени, полученных из наблюдений, по сравнению со стандартным предвычислением и ряд других вопросов теоретического характера.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Близкое соответствие констант основных и второстепенных гармоник (волн) для всех групп в суточном и полусуточном диапазоне приливного потенциала, рассчитанных из двух независимых периодов обработки и гармонического анализа приливов на полярной станции Голомянный (1963–1984 гг. и 1985–2006 гг.), подтверждает надежность и эффективность применяемой методики (способа калибровки приливов) для приведения временных рядов к однородным массивам.

Произведена оценка многолетней изменчивости амплитуд и углов положений (фаз) волн M_2 и K_1 за 44 года (1963–2006 гг.) по временному ходу средних годовых констант волн и средних оценок за 19 лет (26 последовательных результатов). Оценка линейных трендов амплитуд и фаз волн M_2 и K_1 показала, что в обоих способах не выявлен значимый тренд в амплитуде и фазе волны M_2 . Во временном ходе амплитуды волны K_1 присутствует значимый тренд в амплитуде со скоростью $+0,01$ см/год, что дает увеличение амплитуды этой волны на 9,5 % за весь период наблюдений. Во временном ходе фазы виден неявный отрицательный тренд, который не является значимым. Таким образом оценки тренда главных полусуточной (M_2) и суточной (K_1) волн не подтверждают гипотезу о сильном влиянии дрейфующего льда в Северном Ледовитом океане (СЛО) на распространение приливной волны (с учетом резкого уменьшения площади льдов в СЛО в последнее десятилетие).

Подтверждено приближенное соответствие констант волн из наблюдений с разложением приливного потенциала для гармоник от второй степени потенциала, которые отделяются от основных волн в группах за период более 9 лет. Однако амплитуды гармоник от третьей степени потенциала существенно превосходят теоретические значения отношений. В особенности это проявляется в аномальном увеличении амплитуды суточного прилива M_1 , имеющего также наибольшую величину по теории среди гармоник третьей степени потенциала. В таких случаях нельзя применять теоретическую нодальную коррекцию.

Для более обоснованных выводов в отношении волн третьей степени потенциала, имеющих очень малую величину, но входящих в расчет теоретической нодальной коррекции, необходимо повысить разрешение по частоте и понизить уровень шума при обработке временных рядов наблюдений с периодом более 38 лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Войнов Г.Н.* Приливные явления в Карском море. СПб.: Изд-во Русского географического общества, 1999. 109 с.
- Войнов Г.Н.* Гармонический анализ приливов за нодальный период 18, 61 года (на примере п. Амдерма) // Метеорология и гидрология. 2006. № 1. С. 60–75.
- Войнов Г.Н.* Аномальные суточные приливы третьей степени в Баренцевом и Карском морях // Доклады Академии наук. 2011. Т. 438. № 2. С. 271–274.
- Войнов Г.Н.* Способ приведения ежечасных наблюдений за уровнем моря к однородным рядам с помощью калибровки приливов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 2 (104). С. 68–80.
- Руководство по морским гидрологическим прогнозам. СПб.: Гидрометеиздат, 1994. 525 с.
- Спидченко А.Н.* Анализ и предвычисление приливов. Обзор. Сер. Океанология. Обнинск: Инф. Центр. ВНИИГМИ-МЦД, 1978. 43 с.
- Amin M.* The fine resolution of tidal harmonics // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1976. Vol. 44. P. 293–310.
- Amin M.* On analysis and prediction of tides on the west coast of Great Britian // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1982. Vol. 68. P. 57–78.
- Bell C., Vassie J.M., Woodworth P.L.* TASK-tidal analysis software Kit-200. Proudman Oceanogr. Lab. PSMSL. 1996 (version dec. 1999). 19 p.
- Cartwright D.E., Tayler R.J.* New computations of the tide-genereting potential // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1971. Vol. 23. № 1. P. 45–74.
- Cartwright D.E.* A subgarmonic lunar tide in the seas off Western Europe // Nature. 1975. Vol. 257. № 5524. P. 277–288.
- Crawford W.R.* A technique for quality control and selection of tidal harmonic constituents // Inter. Hydrogr. Rew. 1995. Vol. LXXII. №. 2. P. 135–150.
- Corkan R.H.* An annual perturbation in the range of tide // Proc. of the Royal Society of London. 1934. Vol. A144. №. 853. P. 537–559.
- Doodson A.T.* Perturbations of harmonic tidal constants // Proc. of the Royal society of London. 1924. Vol. A106. № 739. P. 513–526.
- Doodson A.T.* The analysis of tidal observations // Phil. Trans. Royal society of London. 1928. Vol. A227. P. 223–279.
- Foreman M.G.G.* Manual of tidal heights analysis and prediction: Pasific Marine Science Report 77-10. Inst. Ocean Sci., Sidney, B.C., Canada. 1977. Reprinted, 1984. 97 p.
- Foreman M.G.G., Cherniawsky J.Y., Ballantine V.A.* Versatile harmonic tidal analysis: improvements and applications // J. of atmospheric and oceanic technology. 2009. Vol. 26. P. 806–817.
- Franko A.S., Harari J.* On stability of long series tidal analyses // Inter. Hydrogr. Rev. 1993. № 1. P. 77–89.
- Godin G.* The analysis of tides. Liverpool: Liverpool University press, 1972. xxi+264 p.
- Hartman T., Wenzel H.G.* Catalogue HW95 of the tide generating potential // Bull. Inf. Marees Terestres. 1995. № 123. P. 9278–9301.
- Le Provost C.* Generation of overtides and compounds tides (review) / Tidal Hydrodynamics (Parker B.B. ed). 1991. Wiley. New York. P. 269–295.
- Muller M.* Rapid change in semi-diurnal tides in the North Atlantic // Geophysical research letters. 2011. Vol. 38. L11602. doi: 10.1029/2011gl047312.
- Parker B.B.* Tidal analysis and prediction. NOAA Special publication NOS CO-OPS 3. U.S. Department of Commerce. 2007. 378 p.

- Pawlowicz R., Beardsley B., Lentz S.* Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE // *Comput. Geosci.* 2002. Vol. 28. № 8. P. 929–937.
- Platzman G.W.* Normal modes of the World Ocean. Part IV: Synthesis of diurnal and semidiurnal tides // *J. Phys. Oceanogr.* 1984. Vol. 14. P. 1532–1550.
- Ponchaut F., Lyard F., Le Provost C.* An analysis of the tidal signal in the WOCE Sea level dataset // *J. atmosph. And oceanic technol.* 2001. Vol. 18. P. 77–91.
- Ray R.D.* Resonant third-degree diurnal tides in the Seas off Western Europe // *J. Phys. Oceanogr.* 2001. Vol. 31. № 12. P. 3581–3586.
- Rossiter J.R., Lennon G.W.* An intensive analysis of shallow water tides // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1968. Vol. 16. P. 275–293.
- Woodworth P.L.* A survey of recent changes in the main components of the ocean tide // *Continental shelf research.* 2010. Vol. 30. P. 1680–1691.
- Zetler B.D., Cummings R.A.* A harmonic method for predicting shallow-water tides // *J. Marine Res.* 1967. Vol. 25. № 1. P. 103–114.
- Zetler B.D.* A necessary constraint on the use of extended harmonic analysis for tide predictions // *Inter. Hydrogr. Rew.* 1991. Vol. LXVIII. № 2. P. 109–111.

G.N. VOINOV

THE PRACTICE OF HARMONIC TIDAL ANALYSIS OF LONG SEA LEVEL DATASET

(AS AN EXAMPLE POLAR STATION GOLOMYANNIY, THE KARA SEA)

The features of modified version of the extended harmonic analysis of tides in a least-squares version of the AARI, taking into account the seasonal variability of tides in the annual cycle are evaluated. For example analysis and prediction of the tides in the Kara sea shows its higher accuracy describe the curve of the tide. There is also effective method of calibration of tides in the control, quality assessment and correction of observations at polar stations, bringing the long series in sea level dataset to uniform series. The results of evaluating seasonal and multiyear variability of the tidal constituents M_2 and K_1 of the p/st. Golomyanniy for the period 1963–2006 yy. are received. The fine resolution (satellites) of the main diurnal and semi-diurnal tides forming a nodal modulation is performed.

Keywords: tides, the extended tidal analysis, the seasonal variation in the M_2 and K_1 tide, the trends of the M_2 and K_1 tide, the fine resolution of the main diurnal and semi-diurnal tides, the Kara Sea, p/st. Golomyanniy.

ИЗМЕНЕНИЯ ТЕРМОХАЛИННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ТРАНСПОЛЯРНОЙ СИСТЕМЫ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

д-р физ.-мат. наук Л.А. ТИМОХОВ¹, д-р геогр. наук И.Е. ФРОЛОВ¹,
д-р Х. КАССЕНС², ст. науч. сотр. В.Ю.КАРПИЙ¹, ст. науч. сотр. Н.В.ЛЕБЕДЕВ¹,
инж. С.Ю. МАЛИНОВСКИЙ¹, д-р физ.-мат. наук И.В. ПОЛЯКОВ³,
д-р Е. ХЕЛЕМАНН⁴

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

² — Институт морских наук (GEOMAR), Германия, e-mail: hkassens@geomar.de

³ — International Arctic Research Center, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, Alaska, USA, e-mail: igor-pc@iarc.uaf.edu

⁴ — Институт морских и полярных исследований им. Альфреда Вегенера (AWI), Германия, e-mail: Jens.Hoelemann@awi.de

Обширные архивы данных наблюдений использованы для анализа изменений солёности, температуры и толщины верхнего, атлантического и донного слоев в 1950–1993, 2007–2013 гг. в Евразийском и Амеразийском суббассейнах Северного Ледовитого океана (СЛО). Мульти-регрессионные модели выявили механизмы сопряженности характеристик слоев. Выявлена оппозиция вариации толщин атлантического слоя, с одной стороны, и верхнего и донного слоев, с другой, а также зависимость, в которой за повышением температуры атлантических вод следует увеличение солёности поверхностного слоя с запаздыванием в 4 года. Высокая корреляция между температурой и солёностью верхнего и атлантического слоев СЛО с индексами климатической изменчивости (например, с индексом Североатлантического колебания) свидетельствует о связанности процессов в Арктике и низких широтах. Установлена роль внешних гидрометеорологических воздействий в климатических изменениях состояния СЛО. Полученная статистическая малопараметрическая модель описывает функционирование макромасштабных составляющих Трансполярной системы СЛО, что является важным вкладом в понимание арктической климатической системы.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, верхний слой, атлантический слой, донный слой, Трансполярная система Северного Ледовитого океана, сопряженность межгодовых изменений средних характеристик слоев, малопараметрическая модель Трансполярной системы.

ВВЕДЕНИЕ

Значительные изменения в природной среде Арктики, которые произошли в последнее десятилетие, выдвигают исследования Северного Ледовитого океана в одно из приоритетных направлений. По инициативе научных учреждений России (ААНИИ) и Германии (АВИ, ИФМ-ГЕОМАР) в рамках Соглашения между Россией и Германией в области морских и полярных исследований был сформулирован и

с 2013 г. начал выполняться совместный проект «Трансполярная система Северного Ледовитого океана». Основной задачей российско-германского научно-исследовательского проекта было определено исследование изменений трансполярной системы СЛО под влиянием внутренних и внешних факторов, установление обратных связей с элементами климатической системы Арктики для развития методов гидрометеорологических прогнозов и расчетов, а также оценка последствий для экосистемы СЛО.

Трансполярная система Северного Ледовитого океана, включающая в себя крупномасштабные термохалинные структуры (поверхностные арктические воды, шельфовые воды, воды атлантического и тихоокеанского происхождения, донные воды) и динамические структуры (трансарктический дрейф, антициклонический круговорот, циркуляция атлантических и донных вод), а также ледяной покров, является главной частью СЛО.

Исследования по российско-германскому проекту включали три главные области Северного Ледовитого океана, названные кластерами. Кластер «Море Лаптевых» охватывал регион моря Лаптевых и прилегающие районы Сибири. Эта область является важным источником морского льда и пресной воды, источником минеральных и органических веществ. Кластер «Арктический бассейн» включает центральную часть Арктического бассейна (котловины Макарова, Амундсена и Нансена) и напрямую соединяет моря сибирского шельфа и пролив Фрама друг с другом трансарктическим течением и вдоль склоновым потоком атлантических вод. Пролив Фрама, включенный в кластер «Пролив Фрама», является главным связующим звеном между Арктическим бассейном и Атлантическим океаном. Экспедиционные исследования проводились в море Лаптевых, проливе Фрама и частично в Евразийском суббассейне. Анализ климатических и палеоклиматических данных выполнялся для всего СЛО.

В данной статье приводятся результаты исследования межгодовой изменчивости крупномасштабных характеристик Арктического бассейна, полученные в рамках выполнения российско-германского проекта и плановой тематики ААНИИ. Вначале описывается процедура расчета средних термохалинных характеристик для Евразийского суббассейна и Амеразийского суббассейна. Затем приводятся результаты анализа сопряженности изменений параметров различных слоев внутри Трансполярной системы. В конце обсуждаются причины изменений крупномасштабных характеристик Арктического бассейна и приводятся оценки вклада различных климатических индексов в дисперсию межгодовых вариаций температуры, солёности и толщины слоев.

ВЫБОР МАКРОМАСШТАБНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК СОСТОЯНИЯ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА И БАЗА ДАННЫХ

Интегральный эффект суммирования процессов различного масштаба, например, внешнего воздействия и реакции на него океана, проявляется в изменчивости обобщенных показателей состояния СЛО в целом или в отдельных его частях. Адекватность выводов о характере долгопериодных колебаний состояния СЛО и их причинах во многом зависит от дифференцирования морской системы на репрезентативные подсистемы и от выбора репрезентативных характеристик и параметров. В работе (Никифоров, Шпайхер, 1980), а затем в монографии (Никифоров, 2006) показано, что основной особенностью строения водных масс СЛО является их существование в виде устойчивых «естественных гидрологических слоев». Каждый естественный

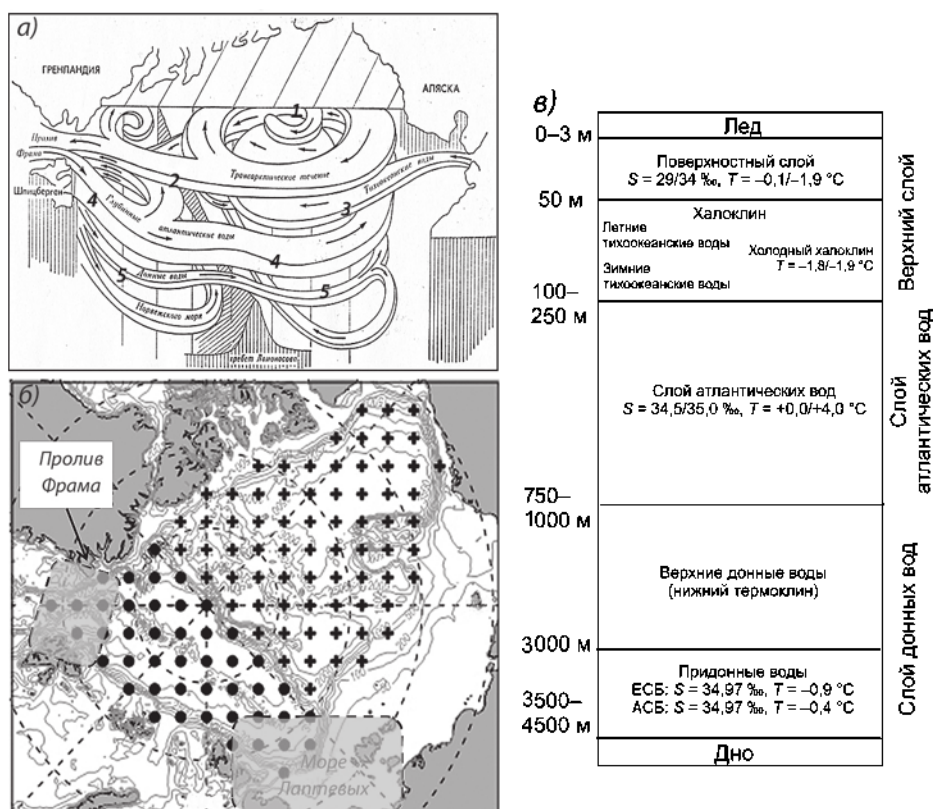


Рис. 1. Блок-схема циркуляции вод Арктического бассейна по Е.Г. Никифорову и А.О. Шпайхеру (1980) (а); положение узлов сетки 200×200 км: узлы, помеченные кружками, относятся к Евразийскому суббассейну (ЕСБ), а помеченные крестиками — к Амеразийскому суббассейну (АСБ); выделенные пунктирными линиями области указывают область кластеров «Море Лаптевых» и «Пролив Фрама», кластер «Арктический бассейн» включает область, помеченную узлами сетки (б); схема вертикального распределения водных масс и естественных слоев (в). Цифрами на фрагменте (а) обозначены элементы циркуляции и водные массы: 1 — антициклонический круговорот поверхностной циркуляции с центром в Канадской котловине; 2 — трансарктическое течение на поверхности океана, распространяющееся от северной части Чукотского моря на востоке до пролива Фрама на западе; 3 — воды тихоокеанского происхождения, располагающиеся под поверхностным слоем; 4 — атлантические воды, поступающие в Арктический бассейн через пролив Фрама под верхним слоем океана; 5 — донные воды, частично поступающие из Гренландского моря и частично образующиеся на шельфе арктических морей.

слой состоит из генетически однородных вод, и в пределах слоев совершаются их макромасштабные движения (рис. 1). Учитывая особенности термохалинной структуры СЛО, основное внимание в данной статье было сосредоточено на анализе межгодовых колебаний интегральных характеристик трех главных слоев океана: верхнего слоя, слоя вод атлантического происхождения и донного слоя.

Верхний слой толщиной 100–250 м включает поверхностный наиболее распресненный слой, зимние и летние тихоокеанские воды и шельфовые воды; при этом его нижняя граница совпадает с верхней границей атлантических вод. Слой атлантической

водной массы, с теплыми (температура $T > 0\text{ }^{\circ}\text{C}$) и солеными (соленость $S > 34,5\text{ ‰}$) водами атлантического происхождения толщиной 550–700 м, располагается непосредственно под верхним слоем. Донный слой соленых и холодных вод занимает объем океана от нижней границы атлантических вод до дна, и толщина его в зависимости от рельефа дна меняется в пределах 1500–2500 м.

Заметим, что при классификации водных масс нередко выделяют самостоятельную структурную зону в нижней части верхнего слоя — верхний термоклин, а в верхней части донного слоя — нижний термоклин, или верхние донные воды.

Гидрологический режим и термохалинная структура СЛО различаются в Евразийском и Амеразийском суббассейнах (Никифоров, Шпайхер, 1985). Поэтому нами были выделены две макромасштабные области — Евразийский суббассейн (ЕСБ) и Амеразийский суббассейн (АСБ), и исследования изменений термохалинного состояния вод проводились для каждого суббассейна.

Для расчета параметров естественных слоев была использована база данных по температуре и солёности в зимний период в узлах регулярной сетки 200×200 км. Эта база была получена на основе данных наблюдений воздушных высокоширотных экспедиций «Север», дрейфующих станций «Северный полюс» и данных зарубежных экспедиций за время с 1950 по 1993 гг. и 2007–2013 гг. (Фролов и др., 2005; Тимохов и др., 2012). Процедура получения гридированных полей и оценки точности гридирования и реконструкции описаны в российско-американском Атласе СЛО (Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean, 1997, 1998) и в статье (Покровский, Тимохов, 2002). Для периода 1994–2006 гг. поля не были рассчитаны в силу малочисленности данных наблюдений, и процедура реконструкции полей для случаев ограниченного числа данных требует развития и проверки.

По гридированным полям температуры и солёности были рассчитаны средние величины температуры, солёности и толщины слоев в каждой ячейке сетки. Затем полученные значения были усреднены для акваторий Евразийского и Амеразийского суббассейнов. В результате были получены временные ряды за период 1950–1993, 2007–2013 гг. следующих параметров верхнего, атлантического и донного слоев: усредненные для Евразийского и Амеразийского бассейнов значения толщины слоя соответственно $H_{\text{ЕСБ}}$ и $H_{\text{АСБ}}$ в м, средней по толщине слоя температуре $T_{\text{ЕСБ}}$ и $T_{\text{АСБ}}$ в $^{\circ}\text{C}$ и солёности $S_{\text{ЕСБ}}$ и $S_{\text{АСБ}}$ в промилле (‰). Эти характеристики, по аналогии с климатическими индексами Северо-Атлантическое колебание, САК (или в английской транскрипции North Atlantic Oscillation, NAO), Арктическое колебание, АК (Arctic Oscillation, AO), могут быть также названы климатическими индексами СЛО. На рис. 2 представлены кривые межгодовой изменчивости климатических индексов СЛО. На основе полученных данных были вычислены также статистические характеристики временных серий характеристик естественных слоев.

МЕЖГОДОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК ЕСТЕСТВЕННЫХ СЛОЕВ

Характер изменений характеристик естественных слоев имел следующие особенности. В верхнем слое (рис. 2а) Евразийского суббассейна в 80-х гг. прошлого столетия солёность стала увеличиваться, а в период 2007–2013 гг. солёность колебалась на уровне 90-х. В изменениях толщины верхнего слоя отмечается отрицательный тренд в 1950–1960-х годах, увеличение толщины слоя с середины 1960-х до середины 1970-х и затем наступление тенденции уменьшения толщины слоя, при этом в последние годы ее величины были меньше ранее наблюдавшихся величин

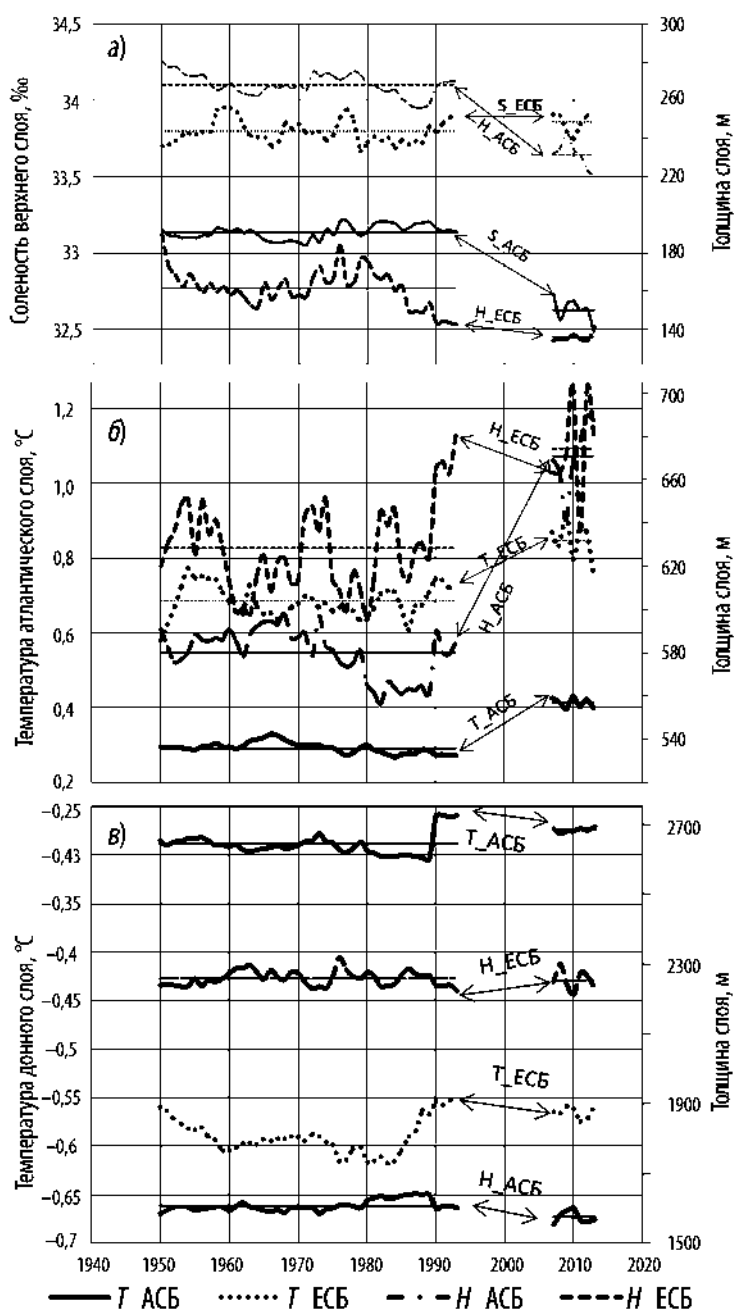


Рис. 2. Межгодовая изменчивость солености (S) верхнего слоя (а), температуры (T) и толщины (H) атлантического (б) и донного (в) слоев в Евразийском (ЕСБ) и Американо-Евразийском (АСБ) суббассейнах.

(Timokhov et al., 2012). В Амеразийском суббассейне тренд солености до 1980-х гг. был положительным, но малым по величине, а начиная с 1990-х соленость в верхнем слое значительно уменьшилась (Timokhov et al., 2012). Толщина верхнего слоя в АСБ до 1990-х гг. имела небольшую тенденцию к уменьшению, а с начала 1990-х толщина слоя аномально уменьшилась. Кривые изменения температуры верхнего слоя близко повторяют изменения солености и в статье не приводятся.

В атлантическом слое (рис. 2б) Евразийского суббассейна температура понижалась с начала 50-х, но с конца 80-х – начала 90-х гг. прошлого века температура вод атлантического происхождения стала повышаться. Повышение температуры атлантических вод вдоль материкового склона от пролива Фрама до моря Лаптевых было отмечено в 1989–1993 гг. (Quadfasel et al., 1991). На нашем графике (рис. 2б) рост температуры начинается с 1986–1987 гг. Это не противоречит результатам указанной статьи, поскольку на рисунке приведена средняя температура для всей акватории Евразийского суббассейна, а в статье (Quadfasel et al., 1991) приводятся данные об изменениях температуры в северной части моря Лаптевых. В последние годы температура атлантических вод в ЕСБ была выше таковой, наблюдавшейся во второй половине прошлого столетия (Polyakov et al., 2005; Timokhov et al., 2012). Толщина атлантического слоя варьировала в больших пределах в 1950–1970-х гг., и затем наступила тенденция увеличения толщины слоя, но со значительными межгодовыми вариациями. Наибольшие изменения произошли в атлантическом слое АСБ. Температура воды, которая в 1970–1980-х гг. слабо понижалась, увеличилась к 2007–2013 гг. до величин, ранее не наблюдавшихся в этом регионе. Аналогично вела себя толщина слоя атлантических вод.

В донном слое также отмечены изменения характеристик слоя. Температура воды в Евразийском суббассейне понижалась до середины 80-х гг. прошлого столетия, и это похолодание донных вод, как отмечалось и в монографии (Никифоров, Шпайхер, 1980), происходило одновременно с похолоданием вод атлантического слоя. Затем произошло значительное потепление донных вод к началу 1990-х гг., сменившееся слабым похолоданием. Температура донных вод в Амеразийском суббассейне слабо понижалась от начала 1950-х, затем резко повысилась на рубеже 1980–1990-х гг. и стала незначительно понижаться к началу текущего столетия. В изменениях толщины донного слоя в ЕСБ наблюдались разномасштабные вариации около нулевого линейного тренда. В АСБ толщина слоя медленно увеличивалась до конца 80-х гг., а затем стала уменьшаться.

Отмеченные нами особенности межгодовых колебаний осредненных характеристик естественных слоев суббассейнов СЛЮ частично сообщались в научных публикациях, но в обобщенном виде приводятся впервые. Далее акцентируем внимание на изменении характеристик от периода 1950–1993 гг. к периоду 2007–2013 гг. Нами были рассчитаны средние значения характеристик естественных слоев для Евразийского и Амеразийского суббассейнов и их среднеквадратические отклонения (СКО) для периодов 1950–1993 гг. (первый период) и 2007–2013 гг. (второй период). Результаты расчетов сведены в табл. 1.

По данным расчетов в табл. 1 видно, что в Амеразийском суббассейне произошло значительное распреснение верхнего слоя и разность между средними величинами солености второго и первого периода более чем в десять раз превосходит СКО для первого периода. Толщина верхнего слоя уменьшилась, и амплитуда изменения

Таблица 1

**Средние значения солёности, температуры, толщины естественных слоев
для Евразийского (ЕСБ) и Амеразийского (АСБ) суббассейнов
и их среднеквадратические отклонения (СКО) для периодов 1950–1993 и 2007–2013 гг.**

Слои		Солёность, ‰		Температура, °C		Толщина слоя, м	
		АСБ	ЕСБ	АСБ	ЕСБ	АСБ	ЕСБ
Верхний 1950–1993	Среднее	33,137	33,797	–1,136	–1,249	268,46	161,54
	СКО	0,045	0,077	0,024	0,030	5,66	10,26
Верхний 2007–2013	Среднее	32,627	33,861	–1,106	–1,256	231,41	135,75
	СКО	0,082	0,065	0,0136	0,0483	7,68	2,53
Атлантический 1950–1993	Среднее	34,847	34,879	0,293	0,685	580,12	628,58
	СКО	0,014	0,018	0,015	0,042	11,22	20,52
Атлантический 2007–2013	Среднее	34,810	34,868	0,414	0,850	671,01	674,47
	СКО	0,014	0,0136	0,013	0,053	16,34	23,87
Донный 1950–1993	Среднее	34,926	34,933	–0,289	–0,589	1609,36	2258,98
	СКО	0,010	0,017	0,011	0,018	15,67	21,63
Донный 2007–2013	Среднее	34,919	34,915	–0,274	–0,564	1576,24	2252,58
	СКО	0,003	0,005	0,003	0,007	17,00	29,88

в 6,5 раз превосходит СКО толщины верхнего слоя в 1950–1993 гг. В Евразийском суббассейне произошло осолонение верхнего слоя, но амплитуда изменения сравнима с СКО первого периода (табл. 1).

Особенно большие изменения произошли в тепловом состоянии СЛО. В слое вод атлантического происхождения в Евразийском суббассейне амплитуда повышения осредненной температуры от первого периода ко второму превзошла СКО интервала 1950–1993 гг. почти в 4 раза, а в Амеразийском суббассейне — в 8 раз. Толщина атлантического слоя Евразийского суббассейна увеличилась на 90 м, что превосходит СКО первого периода в 8 раз. В Амеразийском суббассейне также произошло увеличение толщины атлантических вод, но отношение амплитуды изменения к СКО несколько меньше — 2,3 раза.

Изменения состояния произошли и в глубоких слоях океана. Температура слоя донных вод в обоих суббассейнах повысилась, и амплитуда изменения превысила СКО первого периода. Отношения амплитуды изменения к СКО в Евразийском и Амеразийском суббассейнах составили около 1,4.

Выполненное сравнение и полученные оценки отношения амплитуд изменений к СКО для периода 1950–1993 гг. позволяют сделать вывод об аномальном изменении состояния СЛО от периода 1950–1993 гг. к периоду 2007–2013 гг.

СОПРЯЖЕННОСТЬ ИЗМЕНЕНИЙ ХАРАКТЕРИСТИК ЕСТЕСТВЕННЫХ СЛОЕВ

Анализ сопряженности колебаний характеристик был выполнен с помощью кросс-корреляционного анализа по данным непрерывного ряда 1950–1993 гг. В результате исследования были установлены следующие особенности сопряженности вариаций параметров естественных слоев.

Верхний и атлантический слой. В Евразийском суббассейне солёность верхнего слоя слабо коррелирует в оппозиции с толщиной слоя, и корреляционная связь отсутствует между солёностью и температурой, а также между солёностью верхнего и атлантического слоев (кросс-корреляционные функции не приводятся). Но вариации

солёности верхнего слоя и температуры нижележащего слоя атлантических вод сопряжены синхронно с положительным знаком, а также отмечается значимая корреляция с опережением изменений температуры атлантических вод на 4 года. Т.е. за повышением температуры атлантических вод следует увеличение солёности поверхностного слоя.

Иная сопряженность океанографических характеристик наблюдается в Амеразийском суббассейне. В этом регионе существует прямая корреляционная связь между солёностью и толщиной верхнего слоя, и изменение солёности верхнего слоя сопряжено с колебаниями солёности атлантического слоя с положительным коэффициентом $r = +0,72$. В отличие от Евразийского суббассейна в Амеразийском суббассейне наблюдается отрицательная корреляция между толщиной верхнего слоя и температурой атлантических вод. При этом температура и толщина атлантического слоя сопряжены синхронно с коэффициентом корреляции $r = +0,95$ (кросс-корреляционная функция не приводится). А толщина верхнего слоя изменяется асинхронно с толщиной атлантического слоя подобно тому, что наблюдается в ЕСБ.

Атлантический и донный слой. Из кросс-корреляционного анализа сопряженность характеристик глубинных слоев Евразийского суббассейна выглядит следующим образом. Температура атлантических вод коррелирует с толщиной атлантического слоя с опережением на один год и коэффициентом корреляции $r = +0,72$, а изменения солёности в атлантическом слое опережают межгодовые вариации температуры на 6–9 лет с отрицательным коэффициентом корреляции $r = -0,48... -0,50$. Т.е. уменьшение солёности сопровождается через 6–9 лет повышением температуры, а через год происходит увеличение толщины атлантического слоя в ЕСБ.

В противоположность атлантическому слою, в донном слое температура коррелирует с толщиной с отрицательным коэффициентом корреляции $r = -0,44$, а изменения солёности, подобно атлантическому слою, опережают межгодовые вариации температуры на 6–9 лет с отрицательным коэффициентом корреляции $r = -0,48... -0,50$. Т.е. уменьшение солёности сопровождается через 6–9 лет повышением температуры и увеличением толщины донного слоя в ЕСБ.

В Амеразийском суббассейне, как и в ЕСБ, температура атлантических вод коррелирует с толщиной атлантического слоя с коэффициентом корреляции $r = +0,95$, но изменения солёности в атлантическом слое происходят практически синхронно с межгодовыми вариациями температуры с отрицательным коэффициентом корреляции $r = -0,62$.

В донном слое АСБ, так же как и в ЕСБ, наблюдается отрицательная корреляция между температурой и толщиной слоя, а изменения солёности практически не связаны с межгодовыми вариациями температуры донного слоя.

Отметим особенность межгодовых вариаций толщин слоев. Из рис. 3а, где приведены кросс-корреляционные функции толщин слоев в Евразийском и Амеразийском суббассейнах, следует, что толщины верхнего и донного слоев флуктуируют в оппозиции к изменениям толщины атлантического слоя с коэффициентом корреляции $r = -0,63... -0,86$.

Нами были вычислены средние толщины верхнего, атлантического и донного слоев (см. табл. 1) для периодов 1950–1993 гг. и 2007–2013 гг. По данным таблицы были проведены расчеты изменений толщин от периода к периоду последовательно для верхнего, атлантического и донного слоев: в Евразийском суббассейне $[-26, +45, 0]$ м и в Амеразийском — $[-37, +90, -33]$ м. Из оценок следует, что (а) изменения толщины верхнего и донного слоев в обоих суббассейнах происходили асинхронно

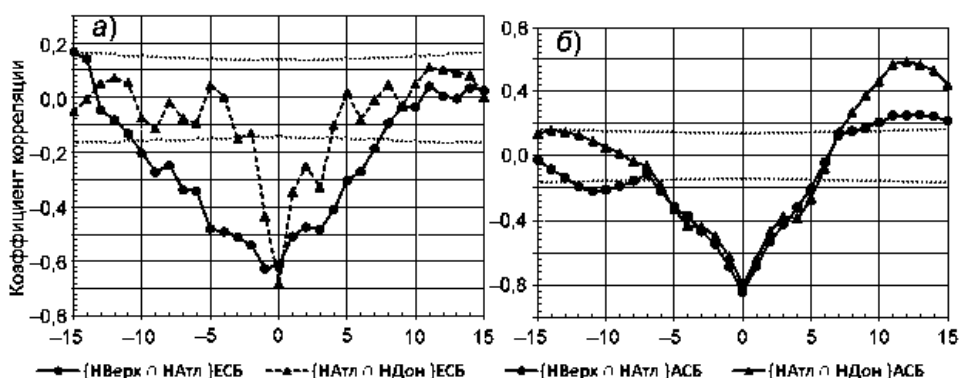


Рис. 3. Кросс-корреляционные функции связи: *а* — толщины верхнего и атлантического слоев $\{H_{\text{Верх}} \cap H_{\text{Атл}}\}$ ЕСБ и толщины атлантического и донного слоев $\{H_{\text{Атл}} \cap H_{\text{Дон}}\}$ ЕСБ для Евразийского суббассейна; *б* — толщины верхнего и атлантического слоев $\{H_{\text{Верх}} \cap H_{\text{Атл}}\}$ АСБ и толщины атлантического и донного слоев $\{H_{\text{Атл}} \cap H_{\text{Дон}}\}$ АСБ для Амеразийского суббассейна. Нижняя шкала обозначает временной сдвиг (годы).

с изменениями толщины атлантических вод, и (*б*) сумма изменений в слоях Евразийского суббассейна оказалась равной +19 м, а в Амеразийском — +20 м.

Выполненный анализ демонстрирует тесную сопряженность изменений характеристик как верхнего и атлантического слоев, так и донного слоя. А оппозиция синхронных вариаций толщин верхнего и донного слоев флуктуациям толщины слоя вод атлантического происхождения позволяет предположить, что на климатическом масштабе толщины слоев приходят в квазистатическое равновесие.

ВЛИЯНИЕ ВНЕШНИХ ФАКТОРОВ НА МЕЖГОДОВЫЕ ВАРИАЦИИ ТЕМПЕРАТУРЫ, СОЛЕННОСТИ И ТОЛЩИНЫ ЕСТЕСТВЕННЫХ СЛОЕВ

Изменчивость характеристик СЛО складывается в результате воздействия внешних факторов и действия внутренних процессов. Главными внешними по отношению к океану факторами являются процессы взаимодействия его с Атлантическим океаном через Северо-Европейский бассейн и проливы островов Канадского архипелага и Тихим океаном через Берингов пролив, а также взаимодействие с полярной атмосферой и поступление пресных вод с материковым стоком. На флуктуации солёности верхнего слоя влияют фазовые переходы вода–лед. Напомним, что в верхнем слое солёность вносит основной вклад в изменения плотности воды и, следовательно, в изменения бароклинной циркуляции вод.

Влияние факторов на формирование состояния СЛО меняется на различных масштабах времени. Так, синоптическая изменчивость океана, прежде всего поверхностного слоя, формируется преимущественно под воздействием атмосферных синоптических процессов. В сезонной изменчивости океана увеличивается вклад материкового стока, таяния и образования ледяного покрова, а также сезонной изменчивости поступления в СЛО тихоокеанских вод и вод атлантического происхождения и стока арктических вод в Северную Атлантику.

Для определения вклада различных факторов в межгодовую изменчивость температуры, солёности и толщины естественных слоев нами был использован метод мультирегрессионного анализа. В качестве предикторов были выбраны индексы атмосферной циркуляции, индекс теплового состояния Северной Атлантики, расход

тихоокеанских вод через Берингов пролив, речной сток и летняя площадь льдов в арктических морях. В результате статистических испытаний связей с различными гидрометеорологическими факторами находились уравнения линейной множественной корреляции $y_i = \sum a_{ij}x_{ij} + b_i$, где y_i — характеристики естественных слоев; x_{ij} — наиболее значимые гидрометеорологические параметры, a_{ij} — коэффициенты пропорциональности, b_i — постоянная для каждого из пяти линейных уравнений. Одновременно с получением коэффициентов пропорциональности рассчитывались общий r_i и частные r_{ij} коэффициенты корреляции, а также производилась оценка значимости регрессии путем расчета F -критерия. Ниже приводятся статистические уравнения линейной связи солёности верхнего слоя $S_{\text{верх}}^{\text{ЕСБ}}$, $S_{\text{верх}}^{\text{АСБ}}$ и температуры атлантического слоя $T_{\text{Атл}}^{\text{ЕСБ}}$, $T_{\text{Атл}}^{\text{АСБ}}$ Евразийского и Амеразийского суббассейнов с внешними и внутренними факторами со сдвигом минус один год (–1) или более:

$$S_{\text{верх}}^{\text{ЕСБ}} = 0,45T_{\text{Атл}}^{\text{ЕСБ}}(-4) - 0,00009R_{\text{КЛ}}(-6) - 0,00034R_{\text{ВЧ}}(-6) + 0,0544AO(-1) + 0,23Q_{\text{Бер}}(-4) - 0,00017NAO(-2) + 33,83; \quad (1)$$

$$S_{\text{верх}}^{\text{АСБ}} = -0,320dTa_{\text{июль-сент}}(-1) - 0,42Q_{\text{Бер}}(-1) - 0,00020R_{\text{ВЧ}}(-3) + 0,045Ice_{\text{Вост}}(-2) + 0,0726NAO(-1) + 33,51; \quad (2)$$

$$T_{\text{Атл}}^{\text{ЕСБ}} = 0,228dTa_{\text{июль-сент}}(-1) + 0,124AMO(-4) + 0,071AO_{\text{июль-сент}}(-1) - 0,026NAO(-1) + 0,68; \quad (3)$$

$$T_{\text{Атл}}^{\text{АСБ}} = 0,168dTa_{\text{июль-сент}}(-1) + 0,067AMO(-12) - 0,014NAO(-1) + 0,28. \quad (4)$$

В уравнения вошли следующие наиболее значимые факторы.

Атмосферные индексы: $dTa_{\text{июль-сент}}$ — средняя за летние месяцы июль–сентябрь предыдущего года аномалия приземной температуры воздуха в северной полярной области по данным (Векрюаев, Polyakov, Alexeev, 2010), дополненным до 2013 г.; AO — среднегодовой индекс Арктического колебания (Arctic Oscillation, AO, данные из http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao.shtml); $AO_{\text{июль-сент}}$ — индекс Арктического колебания, осредненный за три месяца июль–сентябрь; NAO — среднегодовой индекс Северо-Атлантического колебания (North Atlantic Oscillation, NAO, данные из <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>).

Влияние Северной Атлантики и Тихого океана: AMO — среднегодовой индекс Атлантического многолетнего колебания (Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO, данные из <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>), являющийся показателем теплового состояния Северной Атлантики; среднегодовой расход тихоокеанских вод через Берингов пролив $Q_{\text{Бер}}$ (средний годовой расход тихоокеанских вод через Берингов пролив взят из статьи (Roach et al., 1995), и ряд проэкстраполирован до 2012 г. с использованием публикации (Woodgate, Stafford, Praha, 2015)).

Гидрологические показатели: $R_{\text{КЛ}}$ и $R_{\text{ВЧ}}$ — годовой сток рек соответственно в Карское, Лаптевых и Восточно-Сибирское, Чукотское моря; данные по речному стоку в арктические моря были взяты из (Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean, 1997, 1998) и дополнены до 2012 г.; $Ice_{\text{Вост}}$ — ледовитость в августе морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского по данным (Фролов и др., 2007), дополненным последними годами), которая дает представление об объеме пресных вод растаявшего льда в морях; $T_{\text{Атл}}^{\text{ЕСБ}}(-4)$ — температура атлантического слоя Евразийского суббассейна с опережением в 4 года.

По уравнениям (1–4) были рассчитаны значения солёности верхнего слоя и температуры атлантического слоя в Евразийском и Амеразийском суббассейнах и

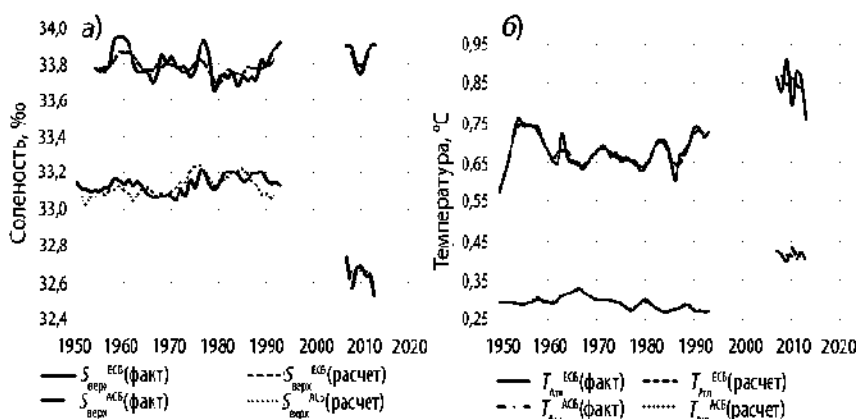


Рис. 4. Фактические (факт) и расчетные средние трехлетние скользящие (расчет) значения солёности верхнего слоя (а) и температуры атлантического слоя (б) в Евразийском и Амеразийском суббассейнах.

произведены трехлетние скользящие осреднения. Фактические и расчетные кривые долгопериодной изменчивости, приведенные на рис 3б, показывают хорошее совпадение. Это свидетельствует о том, что структура полученных уравнений и состав выбранных факторов (предикторов) довольно реалистично отражают долгопериодные изменения средних значений солёности и температуры естественных слоев. Физический смысл каждого предиктора в правой части уравнений следующий.

В Евразийском суббассейне солёность верхнего слоя $S_{\text{верх}}^{\text{ЕСБ}}$ (уравнение 1) увеличивается через четыре года после повышения температуры атлантических вод $T_{\text{Атл}}^{\text{ЕСБ}}(-4)$. В число предикторов входила также температура атлантического слоя без временного сдвига, но при испытании коэффициент корреляции получился меньше уровня значимости. Механизм влияния $T_{\text{Атл}}^{\text{ЕСБ}}$ на солёность обсуждался ранее при анализе кросскорреляционной функции $\{S_{\text{верх}} \cap T_{\text{Атл}}\}^{\text{ЕСБ}}$.

С увеличением стока сибирских рек $R_{\text{КЛ}}$, $R_{\text{ВЧ}}$ солёность верхнего слоя, как и следовало ожидать, уменьшается через 6 лет. При положительных значениях АО солёность слоя в ЕСБ увеличивается, как это наблюдалось, например, в 2007–2008 гг. Роль $Q_{\text{Бер}}(-4)$ в изменении солёности верхнего слоя менее очевидна. На наш взгляд, механизм влияния таков. Увеличение расхода через Берингов пролив вызывает уменьшение солёности верхнего слоя АСБ (смотри следующее уравнение (2) для $S_{\text{верх}}^{\text{АСБ}}$), что приводит к увеличению аномалии динамической топографии океана в Канадской котловине и интенсификации поверхностного геострофического течения. Интенсификация поверхностной циркуляции усиливает подток атлантических вод через пролив Фрама, способствующий увеличению солёности верхнего слоя ЕСБ.

В Амеразийском суббассейне солёность верхнего слоя $S_{\text{верх}}^{\text{АСБ}}$ (уравнение 2) уменьшается с увеличением летней температуры в предыдущий год $dTa_{\text{июль-сент}}$ (как это наблюдалось в 2008 г. после аномально теплого 2007 г.), с увеличением притока менее солёных (по сравнению с атлантическими водами) тихоокеанских вод через Берингов пролив $Q_{\text{Бер}}(-1)$, а также с увеличением речного стока в моря Восточно-Сибирское и Чукотское. Большая ледовитость восточных арктических морей $Ice_{\text{Вост}}(-2)$ сопутствует малому объёму пресных вод летнего таяния льда и сохранению значительной доли более солёных вод зимнего образования в поверхностном слое. Индекс

NAO коррелирует с отрицательным значением с индексом AO , т.е. положительное значение NAO отражает преобладание антициклонического режима атмосферной циркуляции в Арктике. Ранее было показано, что при антициклоническом режиме, например в 70–80-х гг. прошлого столетия, наблюдается увеличение солёности в Американо-Северном суббассейне.

Температура вод атлантического происхождения в Арктике зависит от теплового состояния Северной Атлантики (индекс AMO), и реакция на изменения AMO в слоях ЕСБ и АСБ происходит через 4 и 12 лет соответственно (формулы 3 и 4), прежде всего благодаря адвективно-диффузионным процессам. Влияние атмосферных процессов описывается членами с индексами AO и NAO . Доминирование циклонического режима атмосферной циркуляции (положительные значения AO и отрицательные значения NAO) сопряжены с положительной аномалией температуры атлантического слоя (уравнения 3 и 4). Влияние $dT_{\text{июль-сент}}$ на флуктуации температуры атлантических вод в Евразийском суббассейне частично может быть объяснено прямым влиянием атмосферного тепла на атлантические воды Норвежского моря. Но корреляционная связь аномалии летней приземной температуры воздуха с температурой атлантического слоя Американо-Северного суббассейна $\{dT_{\text{июль-сент}}(-1), T_{\text{Атл}}^{\text{АСБ}}\}$ требует пояснения. Прямое воздействие атмосферного потока тепла на атлантический слой исключается, поскольку он экранирован от атмосферы верхним слоем и ледяным покровом. Следовательно, индекс $dT_{\text{июль-сент}}$ воспроизводит влияние тех процессов и факторов, которые не были учтены при подборе предикторов. На масштабность неучтенного эффекта указывает тот факт, что индекс $dT_{\text{июль-сент}}$ синхронно влияет на температуру атлантического слоя как Американо-Северного, так и Евразийского суббассейнов. Одним из возможных механизмов такого опосредованного влияния на атлантический слой могут быть крупномасштабные термобарические волны в атмосфере над Арктикой, эффект которых в определенной степени воспроизводится индексом $dT_{\text{июль-сент}}$. Однако механизм влияния флуктуаций $dT_{\text{июль-сент}}$ на межгодовые колебания температуры атлантических вод в Арктическом бассейне через эффект термобарических волн или другие процессы требует дополнительного исследования.

Полученная малопараметрическая модель, включающая систему уравнений (1–4), является первым уровнем моделирования долгопериодной изменчивости макромасштабных составляющих Трансполярной системы СЛО. Модель позволяет произвести диагностику Трансполярной системы в рамках выбранных параметров $S_{\text{верх}}^{\text{ЕСБ}}, S_{\text{верх}}^{\text{АСБ}}, T_{\text{Атл}}^{\text{ЕСБ}}, T_{\text{Атл}}^{\text{АСБ}}$ и произвести оценки вклада каждого из предикторов в общую дисперсию характеристик естественных слоев.

Нами были рассчитаны дисперсии каждого фактора и по уравнениям (1–4) произведены оценки вклада каждого фактора в общую дисперсию исследуемых параметров. Результаты расчетов и общий коэффициент корреляции для солёности верхнего слоя, температуры атлантического слоя Евразийского и Американо-Северного суббассейнов сведены в табл. 2.

Наименьший общий коэффициент корреляции получился для солёности верхнего слоя ЕСБ, наибольший коэффициент корреляции — для АСБ (последняя колонка табл. 2). Как следует из оценок в табл. 2, влияние Тихого океана ($Q_{\text{Бер}}$) и вод атлантического происхождения Атлантического океана ($T_{\text{Атл}}^{\text{ЕСБ}}, AMO$) на общую дисперсию межгодовой изменчивости солёности верхнего слоя для ЕСБ и АСБ составляют соответственно 17 % и 45 %, речного стока — 40 % и 26 %, атмосферных процессов

Таблица 2

Вклад факторов в общую дисперсию характеристик естественных слоев, %

Характеристики	$dTa_{\text{июль-сент}}$	$T_{\text{Атл}}^{\text{ЕСБ}}$	AMO	$Q_{\text{Бер}}$	$Ice_{\text{Вост}}$	$R_{\text{КЛ}}$	$R_{\text{Вч}}$	NAO	AO	$AO_{\text{июль-сент}}$	r
$S_{\text{верх}}^{\text{ЕСБ}}$	—	(-4) 9 %	—	(-4) 8 %	—	(-6) 10 %	(-6) 30 %	(-2) 37 %	(-1) 7 %	—	0,72
$S_{\text{верх}}^{\text{АСБ}}$	(-1) 25%	—	—	(-1) 20 %	(-2) 18 %	—	(-3) 26 %	(-1) 11 %	—	—	0,90
$T_{\text{Атл}}^{\text{ЕСБ}}$	(-1) 57%	—	(-4) 17 %	—	—	—	—	(-1) 7 %	—	(-1) 19%	0,82
$T_{\text{Атл}}^{\text{АСБ}}$	(-1) 55%	—	(-12) 13 %	—	—	—	—	(-1) 32 %	—	—	0,85

Примечание. Цифры в скобках указывают опережение фактора в годах.

(AO , NAO) — 44 % и 11 %. Относительно малый вклад атмосферных процессов в межгодовую изменчивость солёности верхнего слоя неудивителен. Исследование межгодовых вариаций солёности воды в зимний период в слое 5–50 м Арктического бассейна показало, что общая дисперсия изменчивости солёности за период 1950–1993 гг. определялась воздействием синхронных процессов и атмосферных процессов предыдущего года на 34 % (Тимохов и др., 2012). Поскольку верхний слой в 3–5 раза толще поверхностного слоя, то в силу инерции его реакция на атмосферные процессы должна быть меньше, что нами и получено.

Температура атлантического слоя в ЕСБ и АСБ зависит от теплового состояния Северной Атлантики (AMO) соответственно на 17 и 13 %, от влияния атмосферных процессов (AO , NAO) на 44 и 16 %. Наибольший вклад, более 50 %, в колебания температуры атлантических вод вносит индекс $dTa_{\text{июль-сент}}$ (–1).

Таким образом, полученная на основе данных измерений статистическая модель (1–4) позволила впервые получить количественные оценки вклада различных факторов в дисперсию межгодовых изменений макромасштабных характеристик Транспольной системы на климатическом периоде 1950–1993, 2007–2013 гг.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Интегральные характеристики естественных слоев, рассчитанные на основе данных прямых измерений с применением методов интерполяции (Покровский, Тимохов, 2002), позволяют составить представление о характере долгопериодных изменений макромасштабных составляющих Транспольной системы Северного Ледовитого океана. Анализ временных серий индексов СЛО позволил выделить характерные особенности их межгодовых колебаний, установить ряд эмпирических закономерностей крупномасштабных изменений Евразийского и Амеразийского суббассейнов, о которых частично сообщалось в научных публикациях, но которые в обобщенном виде публикуются впервые.

В структуре колебаний индексов СЛО на протяжении периода 1950–2013 гг. наблюдались и флуктуации с периодом от 3 до 25 лет, и линейные тренды. При этом колебания характеристик зафиксированы не только в верхнем и атлантическом слоях, но, что важно подчеркнуть, и в донном слое. Главное же климатическое событие в эволюции состояния СЛО произошло на рубеже XX и XXI вв. Величины большинства океанографических характеристик в период 2007–2013 гг. настолько значительно отличались от таковых, наблюдавшихся во второй половине XX в., что происшедшие

изменения следует отнести к главному феномену поведения Трансполярной системы Северного Ледовитого океана. Можно предположить, что переход состояния СЛО от 1950–1993 гг. к фазе 2007–2012 гг. не был линейным.

В изменениях индексов СЛО установлены синхронная и асинхронная сопряженность, и в ряде случаев с определенным временным лагом. Большинство закономерностей сопряжения колебаний характеристик естественных слоев объяснимо с точки зрения физических процессов, и в статье приведено объяснение большинства механизмов, приводящих к формированию наблюдаемой статистической структуры сопряженности флуктуаций исследуемых характеристик. Но в отдельных случаях механизм сопряжения не очевиден. Для менее понятных видов сопряженности приведены гипотезы, которые могут оказаться инструментом раскрытия физических причинно-следственных связей, формирующих неочевидные формы связей исследуемых характеристик.

Установлен важный эмпирический факт, а именно, синхронные изменения толщин естественных слоев и оппозиция вариации толщины атлантического слоя к таковым верхнего и донного слоев, и этот факт еще нуждается в дополнительном анализе. Такая структура сопряжения может наблюдаться при квазистатистическом режиме состояния океана. Но тогда встает вопрос, на каком временном и пространственном масштабах могут реализоваться такие условия в СЛО, который остается открытым. Как и вопрос о существовании других условий и процессов, в результате действия которых формируется установленная нами статистическая закономерность сопряженности толщин естественных слоев.

Метод мультирегрессионного анализа позволил выбрать наиболее значимые факторы, влияющие на межгодовую изменчивость средних значений солености верхнего слоя и температуры атлантического слоя Евразийского и Амеразийского суббассейнов. Полученная система статистических уравнений позволила впервые выполнить количественные оценки вклада факторов в дисперсию межгодовой изменчивости средней солености верхнего слоя и температуры атлантического слоя. Механизм влияния большинства факторов на климатические вариации исследуемых параметров объясним. Но корреляционная связь колебаний температуры атлантических вод в Арктическом бассейне с аномалиями приземной летней температуры воздуха в предыдущий год еще требует дополнительной расшивки.

Система разработанных статистических равнений (1–4) обретает смысл малопараметрической модели, которая дает описание функционирования макромасштабных составляющих Трансполярной системы СЛО, открывает свойства внутреннего механизма формирования сопряженности характеристик слоев, а также устанавливает роль внешних гидрометеорологических воздействий в климатических изменениях состояния СЛО. В связи с быстрыми изменениями климата Арктики и современными экстремальными процессами в океане развитие теории гидрологического режима и создание методов оценок и прогноза долгопериодных изменений состояния Трансполярной системы Северного Ледовитого океана становится самой актуальной задачей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 269 с.

Никифоров Е.Г. Стеродинамическая система Северного Ледовитого океана. СПб.: ААНИИ, 2006. 174 с.

Покровский О.М., Тимохов Л.А. Реконструкция зимних полей температуры и солёности Северного Ледовитого океана // Океанология. 2002. Т. 42. № 6. С. 822–830.

Тимохов Л.А., Чернявская Е.А., Никифоров Е.Г., Поляков И.В., Карпий В.Ю. Статистическая модель межгодовой изменчивости полей зимней солёности поверхностного слоя в Арктическом бассейне // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 1 (90). С. 89–102.

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.

Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean, Oceanography Atlas for the Winter (1997) and Summer Period (1998). Ed. by L. Timokhov, F. Tanis. Environmental Working Group, University of Colorado, Boulder, CD-ROM.

Polyakov I.V., Beszczynska A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A., Fahrbach E., Frolov I.E., Gerdes R., Hansen E., Holfort J., Ivanov V., Jonson M., Karcher M., Kauker F., Morison J., Orvik K., Schauer U., Smmons H., Skagseth O., Sokolov V., Steel M., Timokhov L., Walsh D., Walsh J.E. One more step toward a warmer Arctic // Geophys. Res. Lett. 2005. Vol. 32. P. 1–4. L17605. doi:10.1029/2005GL0237402005.

Quadfase D.A., Sy A., Wells D., Tunik A. Warming in the Arctic // Nature. 1991. 350, 385. doi:10.1038/350385a0

Roach A.T., Aagaard K., Pease C.H., Salo S.A., Weigartner T., Pavlov V.K., Kulakov M.Yu. Direct measurements of transport and properties through the Bering Strait // Journal of Geophysical Research. 1995. Vol. 100. № C9. P. 18443–18457.

Timokhov L., Ashik I., Dmitrenko I., Hoelemann J., Kassens H., Kirillov S., Polyakov I., Sokolov V. Extreme changes of the Arctic Ocean during and after IPY 2007/2008 // Polarforschug. 2011. Vol. 81 (2). P. 85–102.

Woodgate R.A., Stafford K.M., Praha F.G. A synthesis of year-round interdisciplinary mooring measurements in the Bering Strait (1990–2014) and the RUSALCA years (2004–2011) // Oceanography. 2015. Vol. 28. P. 46–67. doi:10.5670/oceanog.2015.57, 2015.

L.A. TIMOKHOV, I.E. FROLOV, H. KASSENS, V.YU. KARPIY, N.V. LEBEDEV,
S.Yu. MALINOVSKY, I.V. POLYAKOV, J. HOELEMANN

CHANGES OF TERMOHALINE CHARACTERISTICS OF TRANSPOLAR SYSTEM OF THE ARCTIC OCEAN

Extensive archives of observations have been used to analyze changes of water salinity, temperature and thickness of the upper, Atlantic and bottom layers in the Eurasian and Amerasian basins of the Arctic Ocean (AO) in 1950–1993 and 2007–2013. Multivariate models revealed the mechanisms of the coherency of the layer properties. An opposition of variations of thicknesses of the Atlantic layer from one side and the upper and bottom layers from the other side was established; it was also shown that the increase of temperature of the Atlantic layer is followed by salinification of the upper layer with a 4 year lag. Strong correlation of temperature and salinity of the upper and Atlantic layers with climatic indexes (like the North Atlantic Oscillation index) suggests the connection between processes in the Arctic and lower latitude regions. The role of external hydrometeorological forcings in climatic changes of the AO state was revealed. The statistical multivariable model is capable of describing large-scale components of the Transpolar system of the AO which is an important contribution for understanding of the Arctic climate system.

Keywords: Arctic Ocean, upper layer, Atlantic layer, bottom layer, Transpolar system of the Arctic Ocean, coherency of interannual changes of mean characteristics of the layers, multivariate model of Transpolar system.

**СВЯЗЬ КРУПНОМАСШТАБНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ
ПОЛЯ ДРЕЙФА ЛЬДА В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ
С КЛИМАТИЧЕСКИМИ ИЗМЕНЕНИЯМИ
ОБЩЕЙ ЛЕДОВИТОСТИ, ПРОИСХОДЯЩИМИ
В ТЕЧЕНИЕ ПОСЛЕДНИХ ДЕСЯТИЛЕТИЙ**

канд. геогр. наук В.А. ВОЛКОВ¹, мл. науч. сотр. А.В. МУШТА^{1,3},
науч. сотр. Д.М. ДЕМЧЕВ^{1,2}, канд. геогр. наук А.Я. КОРЖИКОВ²,
д-р философии С. САНДВЕН⁴

¹ — Научный фонд «Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена», Санкт-Петербург, e-mail: adm@niersc.spb.ru

² — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: aaricoor@aari.ru

³ — Санкт-Петербургский государственный университет

⁴ — Центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена, Берген, Норвегия, e-mail: adm@nersc.no

Рассматривается связь крупномасштабной изменчивости поля дрейфа льда в Северном Ледовитом океане с климатическими изменениями общей ледовитости, происходящими в течение последних десятилетий, на основе уникального массива данных ежедневных полей дрейфа, полученных в результате анализа данных дистанционного зондирования Земли. Анализ векторных полей дрейфа морского льда выполняется с использованием векторно-алгебраического метода, который позволяет существенно сжимать исходную информацию и описывать векторные поля ограниченным набором скалярных параметров. Совместный анализ изменчивости полей дрейфа и изменений типа атмосферной циркуляции выполнялся в рамках классификации крупномасштабных атмосферных процессов в Арктике Вангенгейма–Гирса–Дыдиной. Показано, что преобладающий в настоящее время тип циркуляции (Б) способствует созданию условий для нарастания льда.

Ключевые слова: Арктика, Северный Ледовитый океан, дрейф льда, дистанционное зондирование, межгодовая изменчивость.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Проблема глобального потепления и его последствий, выражающихся, в частности, в сокращении площади многолетних морских льдов в Северном Ледовитом океане (СЛО), весьма широко обсуждается учеными. Последние десятилетия площадь арктических льдов сокращалась до рекордно малых значений. Практически стало нормой почти полное очищение ото льда морей сибирского шельфа. Причиной потепления многие исследователи считают усиление влияния «парникового эффекта». Однако, если учесть тот факт, что глобальные потепления и похолодания наблюдались на протяжении веков неоднократно, существуют и другие факторы, влияющие на из-

менение климата на Земле. Одним из определяющих факторов является температура поверхности океанов, а она, по данным исследователей, также неуклонно росла за последние сто лет. Несмотря на то, что температура поверхности океана возрастала почти по линейному тренду, ледовитость в Арктическом бассейне (АБ) испытывала существенные колебания: в начале XX в. наблюдалась высокая ледовитость, в 1940-х гг. ледовитость существенно уменьшилась, затем, к концу 1980-х гг. вновь возросла до максимальных значений. По всей видимости, на колебания ледовитости оказывает влияние и циркуляция атмосферы, которая определяет динамику перемещения воздушных масс между северными и южными широтами, и другие естественные причины (Захаров, 1996; Фролов, 2007; Фролов, 2010; Vinje, 2001).

Разработчики моделей часто сопоставляют свои результаты с линейным трендом ледовитости. Однако подход, при котором тенденция климатических изменений морского ледяного покрова в Арктике оценивается только по изменению его площади или толщины, нельзя считать исчерпывающим, поскольку ледяной покров в СЛО не является однородным, в разных частях океана отмечены особые условия формирования ледяного покрова и разная временная структура его изменчивости (Беляков, 1984; Фролов, 2007; Volkov, 2002). Таким образом, при анализе изменчивости ледяного покрова необходимо учитывать не только общую ледовитость (площадь, занимаемая льдами), но и географическое расположение «шапки» морских льдов в Арктическом бассейне, конфигурацию ареала морского льда, соотношение между площадями льдов разного возраста, состояние и конфигурацию полей и зон торошения в том или ином районе и пр.

Известно, например, что одной из главных черт крупномасштабной структуры ледяного покрова в Арктическом бассейне является наличие в океане нескольких так называемых ледяных массивов, существование и изменчивость которых обеспечиваются комплексом географических и метеорологических факторов. Ледяной массив, согласно международной номенклатуре морских льдов, — это «скопление сплоченных морских льдов, занимающее сотни квадратных километров, сохраняющееся летом в одном и том же районе» (Международная символика..., 1984, с. 26). Ледяные массивы обычно характеризуют летний гидрологический ледовый режим. В морском покрове Арктического бассейна можно выделить два океанических массива многолетних льдов, состоящих из льдов двух- и трехлетнего возраста — Канадский, прилегающий к Канадскому Арктическому архипелагу и морю Бофорта, и Приатлантический, менее мощный. Льды второго массива формируются в окраинных морях — Карском и Лаптевых и выносятся через центральную часть океана в Гренландское море. Пограничной зоной между основными океаническими массивами служит зона хребта Ломоносова. Выделяются также пять отрогов океанических ледяных массивов (Шпицбергенский, Карский, Таймырский, Айонский и Чукотский), три локальных массива дрейфующих льдов (Новоземельский, Врангелевский, Анадырский) и три локальных массива припайных льдов (Североземельский, Янский и Новосибирский) (Советская Арктика, 1970). Состояние этих массивов в летний гидрологический сезон и их изменчивость могут характеризовать как в целом ледовые условия в текущий момент, так и, что весьма важно, тенденции изменчивости ледяного покрова в Арктике, независимо от тех или иных изменений общей площади, занимаемой льдами. Например, хорошо выраженные Таймырский и Чукотский океанические массивы свидетельствуют об ослабленном выносе льдов из морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, следствием

чего может явиться увеличение ледовитости и толщины льда в океане в целом. Выполнение анализа ледовой обстановки в летний период в рамках и терминах концепции ледяных массивов позволяет наиболее точно характеризовать состояние ледяного покрова и описывать тенденции его изменения.

Ветровой режим и морские течения, особенно в зимний и весенний период, в значительной степени оказывают влияние на распределение морского льда, образование зон торошения, трещин и разводьев, в которых образуются льды начальных видов и молодые льды, и, таким образом, закономерности распределения молодых льдов могут содержать информацию о структуре поверхностных течений (Бородачев, 1998; Volkov, 2002). Например, в Карском море нарушение зональности в распределении молодых льдов может определяться влиянием холодных и теплых течений таким образом, что языки молодых льдов, направленные на юг, могут свидетельствовать о влиянии холодных и менее соленых вод, приносимых с севера, и наоборот — направленные на север — связаны с распространением более теплых и соленых вод из южных частей моря. Следовательно, не только термические, но и динамические процессы в океане находят отражение в пространственной структуре ледяного покрова.

Если бы ледяной покров арктических морей был неподвижен, то распределение толщины льда к концу зимы определялось бы только термическими факторами — значениями температуры воздуха, теплосодержанием вод, условиями теплообмена между атмосферой и океаном. Движение льда существенно изменяет распределение толщины ледяного покрова и всю его мезо- и макроструктуру (Гудкович, 2001). Дрейф льда можно отнести к так называемым «азональным» факторам (Бородачев, 1998; Volkov, 2002) формирования структуры ледяного покрова в арктических морях. В результате движения льда образуются разрежения, иногда устойчивые — полыньи, в которых продуктивность ледообразования очень высока.

Водообмен и пресноводный сток могут существенно влиять на ледовый режим. Значительное опреснение поверхностного слоя меняет физику замерзания и нарастания ледяного покрова, а ослабление выноса льдов через пролив Фрама создает более благоприятные условия для формирования многолетних льдов, увеличивая время пребывания льдин в АБ, так как величина нарастания льда находится в прямой зависимости от числа градусо-дней мороза, т.е. от суровости зим и времени пребывания льда в условиях отрицательных температур воздуха и воды.

Как известно, главными элементами крупномасштабной структуры циркуляции вод и льдов в СЛО является Антициклональный круговорот (АЦК) над Канадской котловиной в Американо-Азиатской части АБ и Трансарктическое течение (ТАТ) — в евразийской части, которое иногда может приобретать характер циклонической, почти замкнутой структуры.

Ранее на основании анализа данных наблюдений было показано, что колебания ледовитости имеют полициклическую структуру (Фролов, 2007), а в динамике главных элементов циркуляции вод и льдов — Трансарктического течения и Антициклонального круговорота — существуют временные циклы, но с преобладанием разных частот в Евразийской и Американо-Азиатской частях АБ (Беяков, 1984). Изменчивость полей атмосферного давления и ветра над океаном приводит к формированию разных типов поверхностной циркуляции вод и льдов — с развитыми или ослабленными Антициклоническим круговоротом или Трансарктическим течением (Гудкович, 1961; Proshutinsky, 1997). Асинхронная изменчивость интенсивности этих крупномасштабных структур

может приводить к формированию аномалий в полях дрейфа, при которых условия формирования многолетних льдов могут изменяться. Например, при ослабленном Антициклональном круговороте, занимающем относительно большую площадь, и ослаблении выноса льдов с Трансарктическим течением время пребывания льда в центральных районах увеличивается и создаются условия для нарастания толщины льда и увеличения его площади. Безусловно, реакция изменений ледовитости на вынос льдов через пролив Фрама, например не может быть мгновенной, существуют временные сдвиги. На основании расчетов установлено, например (Фролов, 2007), что временной сдвиг между пиком выноса льдов через пролив Фрама и максимумом ледовитости в арктических морях может составлять от 4 до 6 лет.

Исходя из сказанного, можно заключить, что изменчивость поля дрейфа льда, формирующаяся под действием глобальной циркуляции атмосферы, играет важнейшую роль в формировании условий, определяющих изменение как площади многолетних льдов, так и средней толщины льдов в СЛО.

Для проверки изложенной выше концепции авторы предприняли попытку проанализировать многолетние изменения полей дрейфа, полученных на основании современных наблюдений из космоса и последующих расчетов, и оценить взаимосвязь изменений полей дрейфа с климатическими изменениями ледяного покрова в течение последних десятилетий.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В последние десятилетия прошлого века появилась возможность получать подробные данные о дрейфе морского льда благодаря развитию методов спутникового дистанционного зондирования. В интернете размещены и доступны для анализа несколько баз данных, описывающих крупномасштабные поля дрейфа морского льда в Северном Ледовитом океане.

В качестве исходных данных в данном исследовании были использованы базы данных по дрейфу IFREMER (URL: <http://cersat.ifremer.fr/data/>) и Pathfinder (Fowler, 2003; Fowler, 2013).

Для периода с 1991 по 2001 г. нами использовались массивы данных о дрейфе института IFREMER (Франция), полученные на основе данных спутниковых пассивных микроволновых радиометров SSM/I. Данные представлены в узлах регулярной сетки 62×62 км. С 2002 г. по настоящее время имеются данные более высокого разрешения на основе обработки информации с датчиков AMSR/E-1,2. Обе базы данных доступны через интернет. Векторные поля дрейфа представлены в узлах регулярной сетки с шагом 32,5 км по всей акватории СЛО, где в зимнее время присутствовал морской лед. Оценки точности таких полей, выполненные разработчиками, показывают, что этот набор данных позволяет адекватно оценивать динамику льдов в АБ. В среднем точность данных по модулю скорости составляет $2,60 \pm 0,08$ см/с (при сравнении с данными буев на трехдневном интервале), среднее расхождение направления дрейфа составляет $0,9 \pm 1,5^\circ$.

Другая версия глобального климатического массива полей дрейфа льдов — Pathfinder — содержит интегрированные данные обработки информации приборов видимого и инфракрасного диапазонов (AVHRR, SMMR, SSMI) с различных спутников: Aqua, POES, NIMBUS-7, DMSP F8 – F17 с 1979 г. по настоящее время, а также данные, получаемые в рамках международной программы дрейфующих арктических буев (IAPB) для зимнего и летнего гидрологического сезонов. Пространственное по-

крытие данных о дрейфе для Северного полушария составляет $48,4-90^\circ$ с.ш., данные интерполированы в регулярную сетку с шагом 25 км.

В статье рассматривается изменчивость полей дрейфа на основе данных как первой, так и второй базы данных, в зависимости от задач анализа.

Основная проблема в работе с этими данными заключается в необходимости переработки большого количества информации и в том, что эти данные являются векторами, что требует применения специальных методов. Для сжатия информации мы использовали концепцию векторно-алгебраического подхода, впервые предложенную в (Белышев, 1983) и адаптированную к анализу полей дрейфа морского льда (Volkov, 2012).

МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Дрейф льда (как и течения, и ветер) часто рассматривается как векторный вероятностный процесс и описывается набором двумерных векторов с определенным временным шагом, и основополагающим вопросом при выборе методологии анализа дрейфа льда или других векторных рядов является выбор математической модели вектора.

Часто в прикладных исследованиях используется представление вектора в виде компонентов — проекций на ортогональные оси, в виде комплексного числа, а также в виде вектора перемещения, имеющего модуль и направление и складывающегося с подобными себе векторами по правилу параллелограмма. Поскольку дрейф (или течение, ветер) — это поступательное движение масс льда (воды, воздуха), то подход к анализу таких процессов через вектор перемещения и метод анализа, базирующийся на законах векторной алгебры, оказывается наиболее аргументированным. Не останавливаясь детально на сравнении перечисленных выше подходов в представлении векторов, отошлем читателя к работе (Белышев, 1981), в которой было убедительно показано, что при использовании покомпонентного, комплекснозначного представления векторов или применении для анализа векторных процессов метода вращательных компонентов возможно получение иллюзорных, неадекватных представлений об изучаемом природном процессе. Лишь векторно-алгебраический метод дает при анализе натурных данных физически обоснованные выводы, поскольку строго учитывает векторный характер процесса и представляет результаты анализа временных рядов компактным набором скалярных характеристик в инвариантной форме, т.е. не зависящей от выбора системы координат. Таким образом, для анализа изменчивости полей дрейфа льда в данном случае был выбран векторно-алгебраический метод как математически наиболее обоснованный. Следует отметить, что в настоящее время эта методика имеет статус стандартного метода в рамках российской Единой системы информации о Мировом океане — ЕСИМО (URL: <http://portal.esimo.ru/portal>). Более подробное описание этого подхода и примеров применения можно найти также в (Белышев, 1983; Методическое письмо..., 1984; Volkov, 2012).

Для описания рядов скоростей дрейфа как случайного двумерного векторного процесса в рамках векторно-алгебраического подхода, учитывающего совокупные эффекты изменчивости модуля и направления и основанного на модели евклидова вектора 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, был рассчитаны инвариантные параметры и некоторые их производные.

В данной работе в качестве основных вероятностных характеристик векторного процесса применялся ограниченный набор параметров.

Математическое ожидание $\vec{m}_{\vec{v}}$ двухмерного векторного процесса $\vec{V}(t)$, определяемое как плоский вектор:

$$\vec{m}_{\vec{v}} \equiv M \{ \vec{V}(t) \} = m_{v_1}(t) \vec{e}_1 + m_{v_2}(t) \vec{e}_2, \quad (1)$$

где $\{ () \}$ — оператор математического ожидания, m_{v_1} и m_{v_2} — математическое ожидание проекций векторов скорости течения на меридиан и параллель соответственно; $\vec{e}_1$ и $\vec{e}_2$ — единичные базисные векторы (орты).

Дисперсия — как симметричный тензор:

$$D_{\vec{v}}(t) = D_{\vec{V}(t)} = \begin{pmatrix} D_{v_1 v_1}, D_{v_1 v_2} \\ D_{v_2 v_1}, D_{v_2 v_2} \end{pmatrix}, \quad (2)$$

где $\vec{V}(t) = \vec{V}(t) - \vec{m}_{\vec{v}}(t)$ — центрированный векторный процесс.

Для удобства интерпретации и геометрического представления диадный тензор целесообразно записать через его инварианты $\lambda_{1,2}$ и базис $\{ \vec{e}_1^{(D)}, \vec{e}_2^{(D)} \}$ в виде

$$D_{\vec{v}} = \lambda_1^{(D)} (e_1^{(D)} \otimes e_1^{(D)}) + \lambda_2^{(D)} (e_2^{(D)} \otimes e_2^{(D)}) = \begin{pmatrix} \lambda_1^{(D)}, & 0 \\ 0, & \lambda_2^{(D)} \end{pmatrix}. \quad (3)$$

Базисные орты $\vec{e}_i$ в формуле (3) имеют, как правило, различную ориентацию. Чаще всего принимают направление $\vec{e}_1$ на север, а $\vec{e}_2$ — на восток. Базис $\vec{e}_i^{(D)}$ повернут относительно базиса $\vec{e}_i$ на угол

$$\alpha^{(D)} = 0,5 \cdot \arctg[(2D_{v_1 v_2} / (D_{v_1 v_1} - D_{v_2 v_2}))]. \quad (4)$$

Для сопоставления между собой дисперсий анализируемых процессов удобно использовать *линейный инвариант*:

$$I_1(0) = \lambda_1(0) + \lambda_2(0), \quad (5)$$

который является количественной характеристикой общей изменчивости векторного процесса, независимо от того, меняется ли модуль или направление векторов течений.

Линейный инвариант $I_1(0)$, который является количественной характеристикой общей изменчивости векторного процесса, независимо от того, меняется ли модуль или направление векторов течений, удобно использовать для сопоставления между собой дисперсий анализируемых процессов.

Также, кроме перечисленных инвариантов, при анализе полезно использовать некоторые производные параметры, такие как: $\chi = \lambda_2 / \lambda_1$, характеризующий вытянутость эллипса дисперсии; $\nu = I_1 / m$, являющийся аналогом коэффициента вариации (при $\nu \leq 1$ процесс устойчивый, при $\nu > 1$ — неустойчивый) и др.

Графическая интерпретация параметров векторного ряда представлена на рис. 1.

Для исследования временной структуры векторных рядов часто используются аналогичные инварианты корреляционного тензора.

Таким образом, векторно-алгебраический метод позволяет адекватно в лаконичной форме описывать векторные ряды набором инвариантных скалярных параметров и строить поля этих параметров (при наличии соответствующих данных), сопоставлять между собой однородные ряды или поля, разнесенные во времени, или модельные и наблюдаемые, описывать степень взаимосвязи полей ветра и течений и пр. Метод имеет большие потенциальные возможности для описания временной изменчивости векторных рядов и полей в различных масштабах, для выполнения районирования регионов по различным критериям временной изменчивости или по характеристикам взаимосвязи векторных временных рядов и полей.

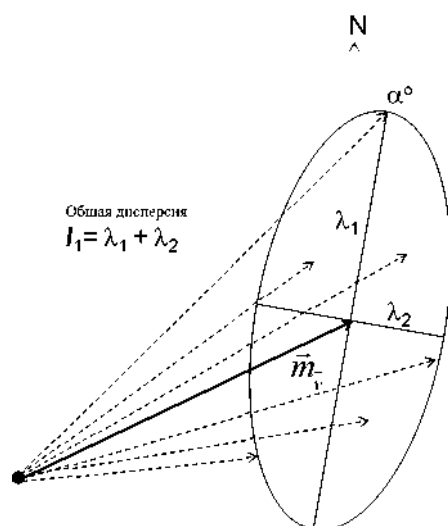


Рис. 1. Графическая интерпретация инвариантных параметров векторного ряда. Пунктиром показаны примеры векторов дрейфа исходного ряда.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Использование многолетних рядов полей циркуляции вод и льдов для анализа межгодовой и сезонной изменчивости позволило впервые на основании данных наблюдений из космоса проиллюстрировать последовательный процесс перехода одного типа циркуляции в другой, сопоставить эти изменения с изменчивостью типов атмосферной циркуляции согласно классификации атмосферных процессов Вангенгейма–Гирса–Дыдиной (Атлас Арктики, 1985; Дыдина, 1982; Дыдина, 1964) и связать эти изменения с вариациями ледовых условий в АБ.

Изменчивость крупномасштабной циркуляции льдов в АБ была определена З.М. Гудковичем (Гудкович, 1961) как последовательная смена типов крупномасштабной структуры полей дрейфа льда, характеризующихся сочетанием двух крайних состояний основных ее элементов: ТАТ и АЦК. Было выделено два основных типа, связанных с различной степенью развития арктического антициклона в атмосфере.

Тип А характеризуется усилением арктического антициклона зимой и последующим развитием области антициклонической циркуляции и сокращением в море Лаптевых циклонической циркуляции весной. Стрежень ТАТ усилен и смещен в сторону Евроазиатского материка. Это способствует выносу льдов из морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского.

Тип Б характеризуется ослаблением арктического антициклона и последующим сокращением области антициклонической циркуляции. Стрежень ТАТ смещен в сторону Америки. Это благоприятствует развитию циклонических циркуляций вод в Восточно-Сибирском и Чукотском морях и приносу сюда старых льдов. Вынос льдов из моря Лаптевых ослаблен.

Эти типы достаточно ярко выделяются в проанализированных нами сериях полей дрейфа, построенных на данных за более чем тридцатилетний период. Кроме этих типов существуют также переходные структуры с разной степенью выраженности основных элементов и с разной интенсивностью циркуляции (рис. 2). В 1980 г.,

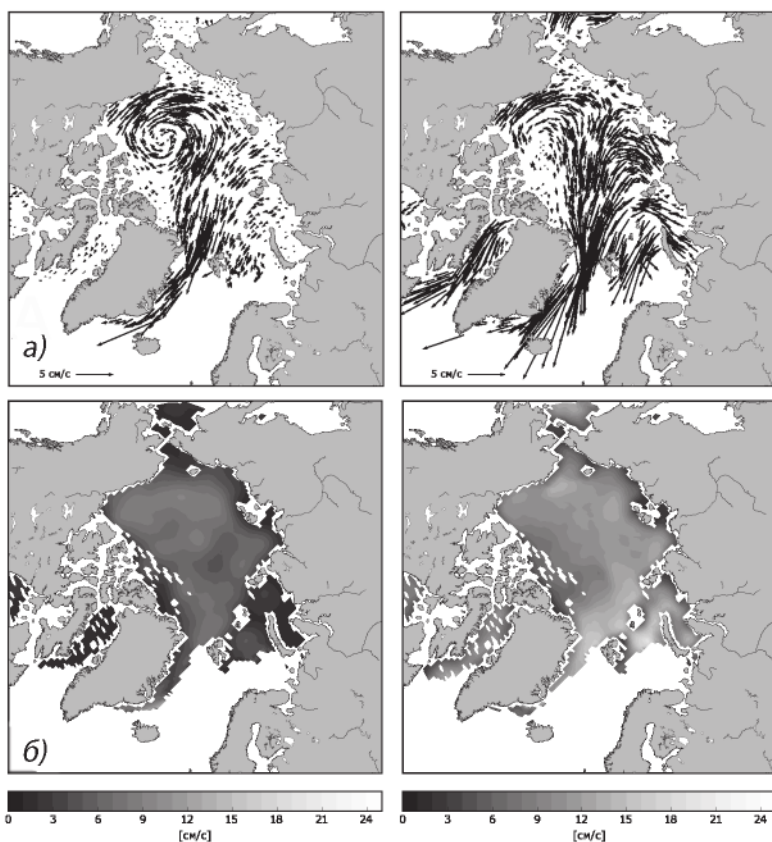


Рис. 2. Примеры разных типов циркуляции льда в Арктическом бассейне в зимний период (на основе базы данных Pathfinder) для 1980 (слева) и 1994 гг. (справа): *a* — схемы дрейфа льда; *б* — распределение суммарной дисперсии I_1 .

Стрелками показана средняя за скорость и направление дрейфа, черно-белая шкала — величина инварианта I_1 .

например, существовала «классическая» структура с хорошо выраженными АЦК и ТАТ. Для 1994 г. было характерно уменьшение антициклонального движения над Канадской котловиной, усиление ТАТ, обеспечившее вынос льда практически из всех арктических шельфовых морей. Характерным является и существенное увеличение суммарной дисперсии по всей площади АБ, что должно приводить к образованию разводей и интенсивному обмену теплом между океаном и атмосферой.

Из наших данных следует, что траектории ТАТ и расположение центра АЦК, слагающих общую циркуляцию вод и льдов в океане, меняются год от года. Центр АЦК находится обычно в районе Канадской котловины, но в некоторые годы смещается к юго-западу или юго-востоку и выходит ближе к Восточно-Сибирскому морю. В 2002 г. центр АЦК переместился почти к полюсу. При этих вариациях изменялась также площадь АЦК. ТАТ в зависимости от года может начинаться в Восточно-Сибирском море, в море Лаптевых или даже смещается к Карскому морю (рис. 3).

Основные районы выноса льдов из АБ напрямую зависят от структуры общей крупномасштабной циркуляции вод и дрейфа льда и их вариаций. Направление вы-

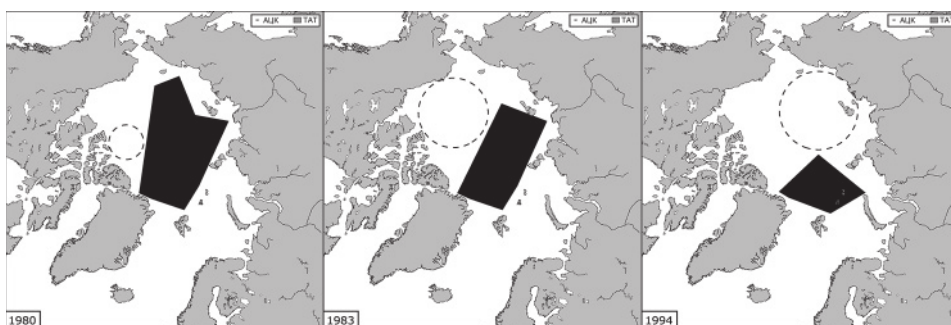


Рис. 3. Примеры взаимного расположения ТАТ (сплошная заливка) и АЦК (пунктирная линия) в разные годы, зимний период.

носа льдов зависит как от положения ТАТ, так и от степени развития АЦК и положения его центра. Главный выносной поток, как известно, идет через пролив Фрама, но существуют и другие пути для вывода льда. Например, при отклонении стрежня ТАТ ближе к Евразии, мы наблюдаем «языки» льда, направленные в проливы между архипелагами Шпицберген – Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) – Северная Земля и, при «ломаном» стрежне, проходящем через район полюса, часть льдов уходит в проливы Канадского Арктического архипелага. При ослабленном АЦК и размытом его центре, но с развитой его южной периферией в море Бофорта увеличивается перенос льдов в направлении Берингова пролива.

Средние скорости дрейфа в макромасштабных структурах в зимний сезон год от года существенно меняются. Так, скорости дрейфа в ТАТ в среднем составляют 1–3 см/с. В рассматриваемый период выделяются два максимума, когда скорости достигают 6–7 см/с (1991–1992 гг.) и 5 см/с (2000–2001 гг.). Скорости в АЦК ниже (в основном около 1 см/с), наибольшие скорости наблюдались в 1979–1982 (до 5 см/с) и в 2002–2004 гг. (около 3 см/с), минимальные скорости наблюдались в 1985–1986 гг. и в период 1992–1997 гг.

Изменения степени выраженности АЦК и положения его центра связаны с изменением интенсивности ТАТ и положением его стрежня. Максимальная интенсивность ТАТ наблюдается при расположении стрежня вдоль оси «Восточно-Сибирское море – пролив Фрама» и отсутствии АЦК (1994 г., 2005 г.). При усилении АЦК стержень ТАТ занимает положение по линии «море Лаптевых – пролив Фрама», а при ослаблении АЦК (1985, 1986, 1992–1995, 1997 гг.) — «море Лаптевых – Гренландия».

Средняя скорость дрейфа в проливе Фрама составляет 15 см/с, в проливах между Шпицберген – Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) – Северная Земля — 8 см/с. Максимальные скорости в проливе Фрама наблюдались в зиму 2004–2005 гг. — до 30 см/с, стержень ТАТ при этом проходил через приполюсный район. Минимальные значения скоростей в проливе Фрама наблюдались в период с 1995 по 1998 г. (около 10 см/с).

Таким образом, на основании многолетних данных наблюдений из космоса установлено, что интенсивность и положение основных крупномасштабных океанических структур СЛО — ТАТ и АЦК взаимосвязанно существенно изменяются год от года. Различия средней сезонной (зимней) скорости дрейфа в межгодовом масштабе могут составлять в ТАТ до 2 раз и более, а в АЦК — до 5 раз и более. Следует признать, что для среднесезонных скоростей это весьма значительные изменения, и это может существенно влиять на перераспределение льдов разного возраста в пределах СЛО и на изменения характера и величины выноса льда за пределы АБ.

Суммарную изменчивость дрейфа характеризует инвариант тензора дисперсии I_1 . Средние значения суммарной изменчивости и районы с максимальной изменчивостью в зимний период существенно изменяются год от года. Основные районы с наибольшей изменчивостью: район к северу от мыса Барроу, в проливах между Новой Землей и Шпицбергенем, часть зоны ТАТ севернее Шпицбергена, пролив Фрама.

При хорошо развитых АЦК и ТАТ наибольшая изменчивость наблюдается в районе пролива Фрама, при плохо развитых — в районе мыса Барроу, где практически всегда наблюдается положительная аномалия в распределении и средней скорости дрейфа, и суммарной дисперсии.

За период наблюдений с 1991 г. по настоящее время значения I_1 для зимы в ТАТ по сравнению с АЦК в целом всегда выше на величину около 2 см/с и составляют, соответственно, от 9 до 14 см/с и от 8 до 13 см/с. Однако анализ межгодовых изменений I_1 показывает, что в 2002 г. происходит перестройка характера изменчивости дрейфа. В частности, если ранее наблюдались согласованные плавные изменения I_1 , то в 2002 г. знак тенденций разошелся, а различия I_1 достигли максимальной величины — до 4 см/с. С 2003 г. характер взаимных различий восстановился, но увеличилась амплитуда колебаний I_1 , нарушилась согласованность изменений и сформировалась тенденция плавного увеличения суммарной дисперсии как в зоне ТАТ, так и в АЦК. Таким образом, можно констатировать, что после 2002 г. происходит некоторое увеличение динамической неустойчивости характеристик поля дрейфа в АБ.

По уровню корреляции между среднегодовыми значениями I_1 в разных районах и в АБ в целом можно оценить степень однородности изменчивости поля дрейфа. Оказалось, что взаимосвязь колебаний суммарной дисперсии в ТАТ и АЦК достаточно слабая (коэффициент корреляции 0,35), в то время как уровни связи АБ–ТАТ и АБ–АЦК более высокие и составляют соответственно 0,51 и 0,86. Это свидетельствует о том, что изменчивость поля дрейфа в целом определяется прежде всего степенью развития АЦК.

Как было сказано выше, основные черты закономерностей пространственных и сезонных изменений скорости генерального дрейфа льда в СЛО определяются особенностями полей приземного атмосферного давления и результирующего ветра. Характерной особенностью барического поля высоких широт Северного полушария является Арктический антициклон, гребни которого распространяются на Восточную Сибирь, Канаду и Гренландию. Арктический антициклон окружен ложбинами Исландской и Алеутской депрессий, из которых первая захватывает моря от Баффина до Лаптевых, а вторая — Берингово, Чукотское и побережье моря Бофорта.

Размеры и интенсивность АЦК в североамериканском секторе Арктики, траектория ТАТ определяются межгодовыми изменениями барических полей над Северным Ледовитым океаном (Гудкович, 2005).

Атмосферные процессы в Арктике развиваются по стадиям, закономерно преобразующимся из одной в другую. Исследования циркуляции атмосферы в Арктике позволили определить 26 типовых элементарных синоптических процессов длительностью 3–5 суток, которые по самым общим чертам распределения основных барических полей в Арктике были обобщены в шесть групп процессов: А, Б, В, Г, Д и К (Дыдина, 1982; Дыдина, 1964). В основу данной классификации была положена локализация приземных барических полей над Арктикой. Схемы групповых процессов представлены в Атласе Арктики (Атлас Арктики, 1985). Следует сказать, что

мониторинг и типизация синоптических процессов в Арктике ведутся непрерывно специалистами ААНИИ с 1945 г. и используются для разработки прогнозов на средние сроки (Дмитриев, 1984; Дыдина, 1964).

Как установлено, наиболее благоприятные условия для увеличения ледовитости в АБ складываются при процессах группы Б, которые характеризуются отсутствием мощной адвекции теплых воздушных масс из умеренных широт, преобладанием воздушных потоков с восточной составляющей и минимальным развитием облачности. В годы с положительными аномалиями в повторяемости антициклонов в АБ, как правило, наблюдалась максимальная ледовитость. Следует добавить, что формирование в районе Канадской котловины устойчивой антициклонической структуры (АЦК) в поле дрейфа (при высокой повторяемости процессов группы Б) задерживает льды в зоне с пониженным поступлением солнечной радиации, что должно благоприятствовать нарастанию толщины льда.

Таким образом, процессы типа Б формируют условия для развития ледяного покрова — блокируя выход циклонов и поступление тепла в высокие широты Арктики и стабилизируя антициклональную структуру поля дрейфа льда.

Другие группы синоптических процессов, наоборот, создают предпосылки для разрушения ледяного покрова. Например, для процессов группы А характерно развитие циклонической деятельности над большей частью АБ, а для процессов группы К — над ее западной и восточной частями (Атлас Арктики, 1985; Дыдина, 1964), что препятствует возникновению антициклональности в полях дрейфа.

Выполненный нами анализ более чем тридцатилетнего ряда полей дрейфа подтверждает связь изменений структуры полей дрейфа с повторяемостью тех или иных синоптических ситуаций. Также выявлено, что процессы группы Б играют ключевую роль в формировании термических условий в высоких широтах Арктики и стабилизации АЦК. При этом стоит отметить двоякое влияние атмосферных ситуаций через регулирование поступления тепла в высокие широты и, с другой стороны, создание «динамического» воздействия для поддержания или разрушения АЦК.

Действительно, современное уменьшение ледовитости происходит на фоне отрицательных аномалий повторяемости процессов группы Б и роста повторяемости процессов других групп. В период с 1997 по 2006 г. в атмосфере наблюдались синоптические процессы с развитой циклонической деятельностью над Северо-Европейским бассейном и в южной части восточного сектора Арктики, что привело к усиленному разрушению льда в АБ и, вероятнее всего, обусловило исторические минимумы площади ледяного покрова в сентябре 2007 г. и затем 2012 г.

Однако в последние несколько лет наметилась тенденция к увеличению повторяемости процессов группы Б и появлению обширных антициклонов над Арктическим бассейном, что может стать причиной нарастания площади полярных льдов (рис. 4).

Как видно на рис. 4, изменения повторяемости процессов группы Б (рис. 4а) и аномалий общей площади морского льда показывают весьма удовлетворительное согласие. Линейная аппроксимация (обычное представление) изменений демонстрирует сохранение отрицательной тенденции. Однако после минимума 2007 г., а также увеличения числа повторяемости синоптических процессов группы Б заметно установление положительной тенденции в изменении площади ледяного покрова (рис. 4б, в). Несмотря на то, что рост повторяемости процессов группы Б пришелся на 1990-е гг., нарастание льда началось лишь в 2000-х гг. «Перелом» в процессе уве-

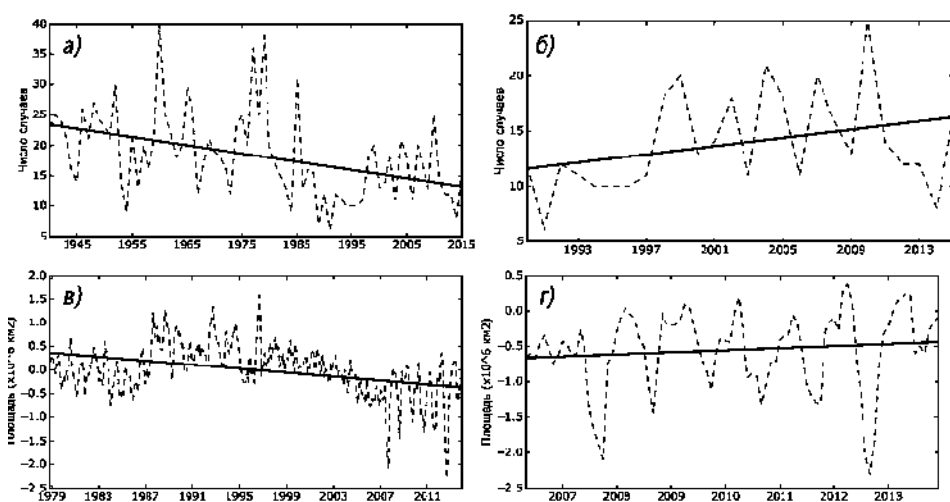


Рис. 4. Повторяемость (а, б) синоптических процессов группы Б (период 1945–2015 г.) и аномалии (в, з) общей площади морского льда в СЛО (1979–2015 гг.) (построены по данным Национального центра снега и льда).

личения площади льда не может быть быстрым, так как благодаря наличию значительных площадей открытой воды в течение летнего гидрологического сезона океан накапливает больше тепла и, соответственно, установление сплошного ледяного покрова происходит позже.

На графике видно, что после 2007 г. амплитуда изменений аномалий ледовитости заметно возросла (рис. 4в, з). Это может свидетельствовать об усилении неустойчивости процесса в период смены знака тенденции аномалии.

Совместный качественный анализ изменения аномалий площади льдов и структуры поля дрейфа показывает, что классическая структура поля дрейфа с хорошо выраженными АЦК и ТАТ согласуется, как правило, с положительными аномалиями ледовитости Арктического бассейна, а структура поля дрейфа, характеризующаяся усиленным дрейфом льда в проливе Фрама и слабо выраженным АЦК, предшествует годам с отрицательными аномалиями ледовитости (например, в 2006 и 2007 гг.).

Главным выводом данного исследования является то, что преобладающий в настоящее время тип атмосферной циркуляции Б создает условия для нарастания льда, а устойчивое состояние АЦК в АБ способствует сохранению этих условий, по крайней мере в Американо-Европейском суббассейне.

Работа выполнена в рамках двухстороннего инициативного российско-норвежского проекта «Развитие системы мониторинга и прогнозирования морского льда для поддержки безопасной работы и навигации в арктических морях», проводимого при финансировании РФФИ и Исследовательского совета Норвегии, номер проекта РФФИ 15-55-20002.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас Арктики. Раздел 7. Типы синоптических процессов и аномалии режима погоды. М.: Главное Управление геодезии и картографии при СМ СССР, 1985. С. 86.

- Бельшиев А.П., Клеванцов Ю.П., Рожков В.А.* Об иллюзиях и действительности в методах анализа морских течений // Труды ГОИН. 1981. Вып. 157. С. 3–19.
- Бельшиев А.П., Клеванцов Ю.П., Рожков В.А.* Вероятностный анализ морских течений. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 264 с.
- Беляков Л.Н., Волков В.А., Пономарев В.И., Чернышов А.Ф.* Особенности межгодовой изменчивости циркуляции вод Арктического бассейна // Доклады Академии наук. 1984. Т. 276. № 4. С. 946–949.
- Бородачев В.Е.* Лды Карского моря. СПб.: Гидрометеиздат, 1998. 182 с.
- Гудкович З.М., Доронин Ю.П.* Дрейф морских льдов. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 112 с.
- Гудкович З.М.* Связь дрейфа льдов в Арктическом бассейне с ледовыми условиями в советских арктических морях // Труды океанографической комиссии АН СССР. 1961. Т. 11. С. 13–20.
- Гудкович З.М., Карклин В.П., Фролов И.Е.* Внутривековые изменения климата, площади ледяного покрова Евразийских арктических морей и их возможные причины // Метеорология и гидрология. 2005. № 6. С. 5–14.
- Дмитриев А.А.* Изменчивость атмосферных процессов Арктики и ее учет в долгосрочных прогнозах. Л.: Гидрометеиздат, 1994. 207 с.
- Дыдина Л.А.* Особенности развития синоптических процессов в Арктике и их использование в прогнозах на средние сроки. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 224 с.
- Дыдина Л.А.* Макроциркуляционный метод прогнозов погоды на 3–10 дней для Арктики. Л.: Гидрометеиздат, 1964. 391 с.
- Единая государственная система информации об обстановке в мировом океане (ЕСИМО) (Электронный ресурс). URL: <http://portal.esimo.ru/portal> [дата обращения: 16.02.2016].
- Захаров В.Ф.* Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 213 с.
- Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов / Под ред. Б.А. Крутских. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 56 с.
- Методическое письмо по вероятностному анализу векторных временных рядов скоростей течений и ветра. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 62 с.
- Советская Арктика (моря и острова Северного Ледовитого океана). М.: Наука, 1970. 527 с.
- Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М.* Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 136 с.
- Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М.* Изменения климата Арктики и Антарктики — результат действия естественных причин // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 2 (85). С. 52–61.
- Fowler C.* Polar Pathfinder Daily 25 km EASE-Grid Sea Ice Motion Vectors. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. 2003, updated 2007. Digital media.
- Fowler C., Maslanik J., Emery W., Tschudi M.* Polar Pathfinder Daily 25 km EASE-Grid Sea Ice Motion Vectors. Version 2. (indicate subset used). Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. 2013. Digital media.
- Laboratoire d’océanographie spatiale: Cersat, Ifremer. URL: <http://cersat.ifremer.fr/data/> [дата обращения: 16.02.2016]
- Proshutinsky A.Y., Johnson M.A.* Two circulation regimes of the wind-driven arctic ocean // Journal of geophysical research. 1997. Vol. 102. №. C6. P. 12493–12514.
- Vinje T.* Anomalies and trends of sea ice extents and atmospheric circulation in the Nordic Seas during the period 1864–1998 // J. of Climate. 2001. Vol. 14. № 3. P. 255–267.

Volkov V.A., Johannessen O.M., Borodachev V.E., Voinov G.N., Pettersson L.H., Bobylev L.P., Kouraev A.V. Polar Seas Oceanography: An Integrated Case Study of the Kara Sea. Chichester: Springer/Praxis, 2002. 495 p.

Volkov V.A., Ivanov N.E., Demchev D.M. Application of a vectorial-algebraic method for investigation of spatial-temporal variability of sea ice drift and validation of model calculation in the Arctic Ocean // Journal of operational oceanography. 2012. Vol. 5. № 2. P. 61–70.

V.A. VOLKOV, A.V. MUSHTA, D.M. DEMCHEV, A.YA. KORZHIKOV, S. SANDVEN

RELATION OF LARGE-SCALE VARIATIONS OF THE SEA ICE DRIFT FIELDS IN THE ARCTIC OCEAN WITH CLIMATIC CHANGES OF TOTAL ICE CONCENTRATIONS DURING LAST DECADES

Discusses the relationship of a large-scale field variability of drift ice in the Arctic Ocean with a climate change total sea ice extent, occurring in recent decades, based on a unique data set of daily drift fields derived from remote sensing data analysis. Analysis of vector fields of the sea ice drift is done using vector-algebraic method that allows to significantly compress the initial information and describe the vector fields by a limited set of scalar parameters. The joint analysis of the variability of drift field and changes in atmospheric circulation types was carried out within the framework of the classification of large-scale atmospheric processes in the Arctic by Vangengeim-Girs-Dydina. It was shown that the predominant circulating type now (B type) contributes to the creation of conditions for ice buildup.

Keywords: Arctic, Arctic Ocean, drift ice, remote sensing, interannual variability.

ТРАНСФОРМАЦИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ В ЗОНЕ РЕКА – МОРЕ В АРКТИКЕ

д-р. геол.-минерал. наук И.А. НЕМИРОВСКАЯ¹, мл.науч. сотр. З.Ю. РЕДЖЕПОВА¹,
д-р. физ.-мат. наук И.П. ТРУБКИН²

¹ — Институт океанологии им. П.П.Ширинова РАН (ИО РАН), г. Москва,
e-mail: nemir@ocean.ru

² — Всероссийский научно-исследовательский институт охраны природы, г. Москва

Проведено изучение углеводородов (алифатических и полициклических ароматических) в воде и донных осадках на геохимическом барьере река (Северная Двина, Обь, Енисей и Лена) – море. Установлено, что при смешении речных вод с морскими происходит резкое снижение концентраций и выпадение антропогенных углеводородов, а также взвеси и других органических соединений. В пелагические морские районы поступают сравнительно чистые воды. Несмотря на низкие арктические температуры, трансформация антропогенных углеводородов происходит настолько быстро, что в основном в воде и донных осадках доминируют природные соединения.

Ключевые слова: углеводороды, река, море, Арктика, взвесь, донные осадки, геохимический барьер.

ВВЕДЕНИЕ

Воды окраинных арктических морей Баренцево, Печорское, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское можно отнести к эстуарно-шельфовым районам. Они находятся под влиянием рек Оби, Енисея, Лены, Печоры и др. Речной сток для Белого моря также имеет первостепенное значение. До последнего времени считалось, что решающий вклад в суммарное поступление нефтяных углеводородов (УВ) в моря Арктики принадлежит речному стоку, благодаря которому потоки нефти могут исчисляться десятками и сотнями тысяч тонн в год (Диагностический анализ, 2012; Evseev et al., 2000).

По модели, предложенной академиком А.П.Лисицыным, барьер река–море состоит из двух основных частей, принципиально различающихся по их функциям: абиотическая часть, прилегающая к речному устью, и биотическая, расположенная у морского края зоны смешения (Гордеев, 2012; Лисицын, 1994, 2014). Абиотическая часть в свою очередь состоит из двух частей: гравитационной зоны, где происходит осаждение песчано-алевритовых фракций, и физико-химической зоны, где происходит захват коллоидов и растворенных соединений (зона флоккуляции и коагуляции). Эти зоны характеризуются высокой мутностью вод и затрудненным фотосинтезом. После осаждения различных соединений с просветлением воды происходит развитие фитопланктона и возникает биологическая зона (ассимиляция и трансформация растворенных веществ минерального и органического состава) — «фитопланктонный насос» (Лисицын, 1994).

С целью изучения трансформации УВ в геохимической фронтальной зоне река–море проведено изучение алифатических (АУВ) и полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) во взвеси и донных осадках в сопоставлении с содержанием взвеси и органических соединений (ОС) — $C_{орг}$, хлорофилла (хл *a*), липидов — в устьевых областях Северной Двины, Оби, Енисея и Лены.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Взвесь для определения ОС выделяли из проб поверхностной воды на предварительно прокаленные при 450 °С стекловолокнистые фильтры GF/F (0,7 мкм). Кроме того, для определения количества взвеси ее выделяли методом мембранной фильтрации на предварительно отмытые (4 % особо чистой соляной кислотой) поликарбонатные ядерные фильтры (0,45 мкм) под вакуумом при 0,4 атм. Пробы донных осадков отбирали дночерпателем «Океан».

Для экстракции липидов (суммарная экстрагированная фракция) из воды, взвеси и донных осадков использовали метиленхлорид. Для предотвращения разложения УВ их экстрагировали сразу после отбора проб, или пробы замораживали при –18 °С. Отдельные углеводородные фракции выделяли гексаном методом колоночной хроматографии на силикагеле. Концентрацию липидов (до колоночной хроматографии на силикагеле) и АУВ (после колоночной хроматографии на силикагеле) определяли ИК-методом (Методические указания..., 1996) на приборе IRAffinity-1 Shimadzu. В качестве стандарта использовали смесь (по объему): 37,5 % изооктана, 37,5 % гексадекана и 25 % бензола. Чувствительность метода — 3 мкг/мл экстракта (Немировская, 2013).

Содержание и состав ПАУ определяли методом высокоэффективной жидкостной хроматографии на хроматографе «LC-20 Prominence» (Shimadzu); колонка — «Envirosep RP» при температуре термостата 40 °С; в градиентном режиме (от 50 % объемной доли ацетонитрила в воде до 90%); скорость потока элюента — 1 см³/мин, при этом использовали флуоресцентный детектор «RF-20A» с программируемыми длинами волн поглощения и возбуждения. Расчет проводили с помощью программного обеспечения «LC Solution». Калибровали прибор при помощи индивидуальных ПАУ и их смесей производства фирмы «Supelco». В результате были идентифицированы 16 приоритетных полиаренов, рекомендованных при изучении загрязненности морских объектов (Monitoring, 2011): Н — нафталин, МеН — 1-метилнафталин, АСНФ — аценафтен, Флуор — флуорен, Ф — фенантрен, АН — антрацен, ФЛ — флуорантен, П — пирен, БаН — бенз(а)антрацен, ХР — хризен, БеП — бенз(е)пирен, БбФЛ — бенз(б)флуорантен, БкФЛ — бенз(к)флуорантен, БП — бенз(а)пирен, ДБаhА — дибенз(а,h)антрацен, БПЛ — бенз(g,h,i)перилен, ИНД — инден[1,2,3-с,d]пирен.

Определение $C_{орг}$ в пробах взвесей и донных осадков проводили методом сухого сжигания на анализаторе АН-7529 (Люцарев, 1986). Фильтр (или его часть) или навеску осадка помещали в фарфоровый тигель и использовали обычные процедуры, применяемые при определении $C_{орг}$ в донных осадках. Чувствительность метода 6 мкг углерода в пробе, точность 3–6 относительных %.

Определение концентрации хлорофилла *a* (хл *a*) проводили флуориметрическим методом на предварительно откалиброванном флуориметре Trilogy (модель 1.1) фирмы Turner Designs (США). Чувствительность по хлорофиллу 0,02–100 мкг/л. Для выделения хл *a* фильтры помещали в 90 % ацетон и экстрагировали при $t = +4$ °С в темноте в течение 12–16 ч (Arar, Collins, 1997). Для коррекции концентрации хл *a* с учетом феопигмента экстракт подкисляли 1н HCl и снова определяли интенсивность флуоресценции.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В сентябре 2011 г. в поверхностных водах по маршруту движения судна (59-й рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш») был сделан разрез от Архангельска до северной части Карского моря (рис. 1). Наиболее высокий диапазон концентраций АУВ, как в растворенной форме, так и во взвеси, приурочен к устьевым областям рек, с удалением в пелагиаль их содержание резко снижалось.

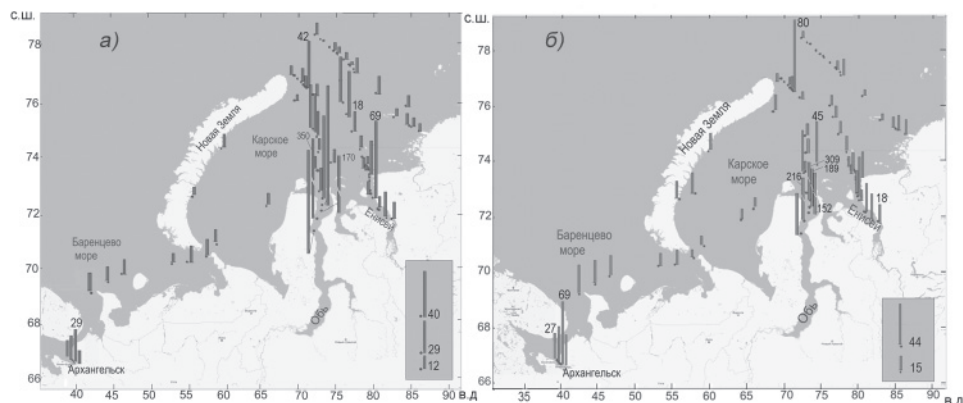


Рис. 1. Распределение алифатических УВ (мкг/л) во взвешенной (а) и растворенной (б) формах в поверхностных водах по маршруту 59-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» (сентябрь 2011 г.); для сравнения приведено распределение УВ в устье Оби в сентябре 2007 г.

Река Северная Двина – Белое море

В устье Северной Двины концентрации АУВ в межень 2011 г. в поверхностных водах изменялись для растворенной и взвешенной форм в 2,3–2,5 раз (рис. 1, табл. 1). Уменьшение концентраций АУВ происходило с ростом солёности. В конце августа 2015 г. разрез от п. Архангельск в Карское море повторили (63-й рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш»). Разница в концентрациях АУВ между водами Северной Двины и Белым морем была еще больше: 162–18 мкг/л (рис. 2). При смешении речных вод с

Таблица 1

Содержание липидов и алифатических углеводов (мкг/л)
в поверхностных водах на границе река–море

Местоположение / год	Форма миграции	n	Липиды			АУВ		
			Мин.	Макс.	Средн.	Мин.	Макс.	Средн.
Северодвинский разрез / 2011	Раств.	5	24,6	50,3	31,0	11,7	28,9	17,0
	Взвеш.	5	65,4	155,7	87,4	30,2	69,2	37,6
Северодвинский разрез / 2014	Взвеш.	3	26,5	63,5	—	11,9	33,2	—
Северодвинский разрез / 2015	Взвеш.	10	44,9	220,0	121,5	29,4	161,6	91,6
Обский разрез / 2007	Раств.	11	35,9	748,2	169,2	6,0	291,1	77,7
	Взвеш.	11	24,8	427,1	182,3	9,7	310,1	101,0
Енисейский разрез / 2011	Раств.	15	21,6	133,8	40,2	4,8	69,0	17,6
	Взвеш.	14	21,7	236,5	83,3	7,3	49,1	20,1
Ленский разрез / 2015	Взвеш.	14	17,6	71,2	40,2	4,4	42,7	13,9

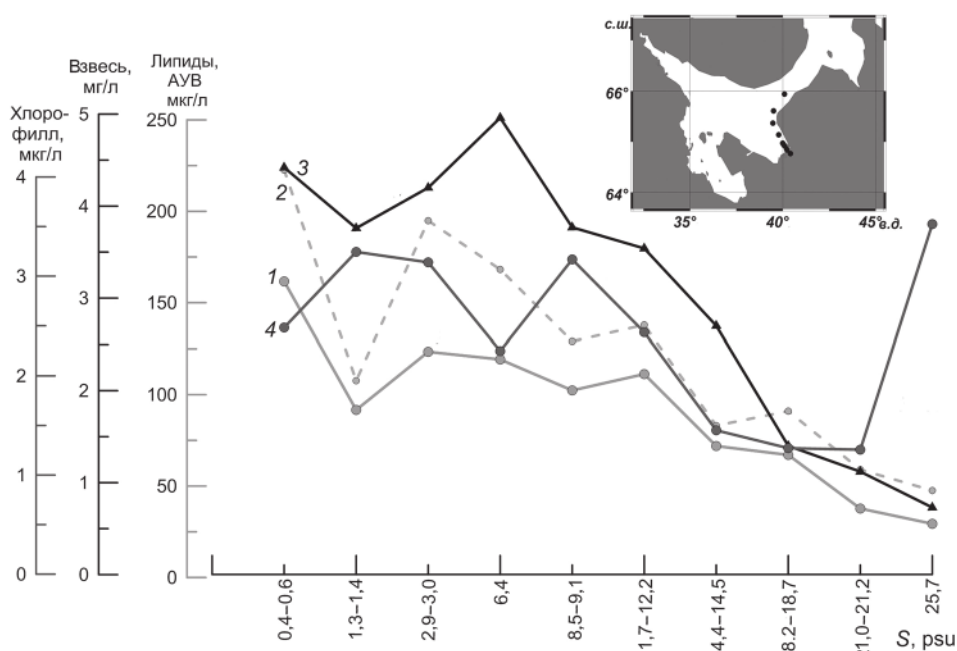


Рис. 2. Изменение концентраций АУВ (1), липидов (2), взвеси (3) и хл а (4) в устье Сев. Двины в августе 2015 г. (на вставке расположение станций).

морскими с увеличением солёности происходило не совсем равномерное уменьшение концентраций АУВ, так же как липидов и взвеси. Поэтому наблюдается корреляция между этими параметрами: $r(\text{лип-АУВ}) = 0,98$, $r(\text{взвесь-АУВ}) = 0,87$. При изменении солёности от 0,4 до 1,4 psu (в гравитационной области маргинального фильтра) количество АУВ уменьшалось в 1,8 раз. В физико-химической области в процессах флоккуляции и коагуляции происходило дальнейшее снижение концентраций ОС.

Только в открытых водах Баренцева моря концентрации АУВ достигли фоновых значений 10 мкг/л, что совпало с данными, полученными осенью 2014 г. (разрез Северная Двина – п. Калининград через Баренцево, Норвежское, в Балтийское море). Содержание АУВ понижалось к северной части Баренцева моря до 9,4 мкг/л синхронно с взвесью и хл а. С просветлением воды в мористой части разреза улучшалась ее освещенность, что приводило к увеличению концентраций хл а (рис. 2).

Осенью 2015 г. в поверхностных водах доля АУВ в составе липидов колебалась от 64 до 89 %, а в открытых водах Белого моря составляла всего 14 %. Повышенная концентрация АУВ в составе липидов может косвенно свидетельствовать о загрязнении вод Северной Двины нефтепродуктами. Ранее в составе АУВ нефтяные алканы были обнаружены только в речных водах Северной Двины (Немировская и др., 2015). Однако уже в кутовой части Двинского залива в районе о. Мудьюг в составе алканов доминировали высокомолекулярные АУВ, что указывало на их природный биогенный генезис.

В 2015 г. в устье Северной Двины был также проведен отбор проб в мае (паводок) и в начале августа (межень). Во время весеннего паводка, когда в воды реки попадают загрязнения, накопленные за зиму, концентрации как взвеси, так и органических

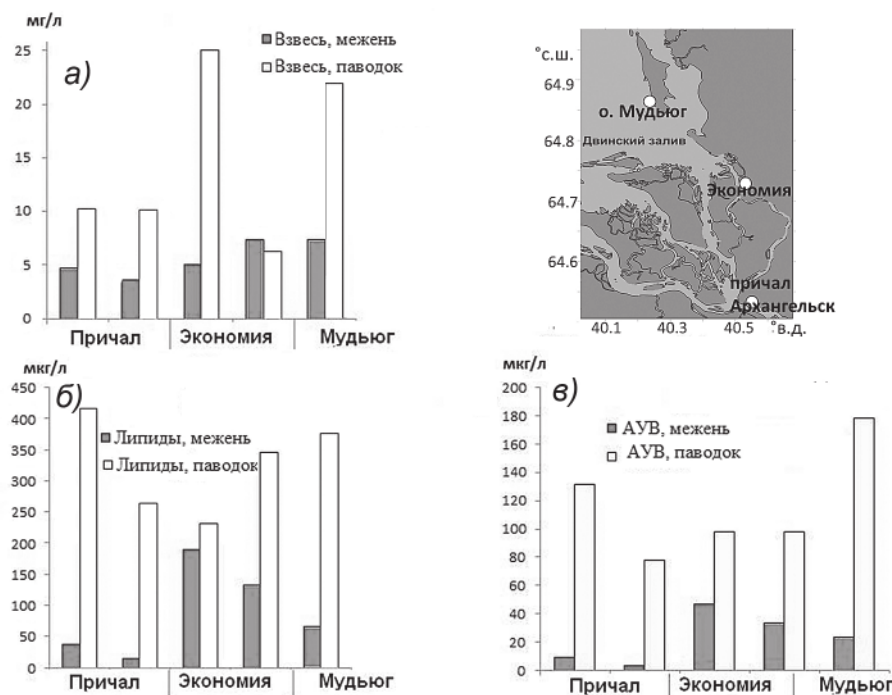


Рис. 3. Изменчивость концентраций взвеси (а), липидов (б) и АУВ (в) в устье Северной Двины во время паводка и межени в 2015 г. (на вставке расположение станций отбора проб).

соединений во взвеси, оказались более высокими, чем во время межени (рис. 3). На станциях в черте г. Архангельска, так же, как на разрезе Северная Двина – Белое море, увеличивалась доля АУВ в составе липидов и в пересчете на воздушно-сухую взвесь (> 50 мкг/мг взвеси). Из-за малой интенсивности паводка весной 2015 г. содержание АУВ было ниже по сравнению с весной 2005 и 2007 гг., когда концентрации АУВ в рукавах Северной Двины превышали 400 мкг/л (Немировская и др., 2015). Однако даже при незначительном росте солёности в сорбционной физико-химической зоне маргинального фильтра в процессе коагуляции и флокуляции происходит переход растворенных форм ОС во взвешенные. Поэтому в районе о. Мудьюг содержание АУВ было выше, чем в центре Архангельска в районе городского причала и в порту Экономия (рис. 3).

Река Обь – Карское море

В устьевой области р. Оби наиболее подробные исследования проводили в 2007 г. во время отлива. В поверхностных водах концентрации АУВ_р (в растворенной форме) изменялись от 6 до 291 мкг/л, а для АУВ_в (во взвешенной форме) от 10 до 309 мкг/л (табл. 1). Флуктуации в содержании АУВ наиболее значительны в диапазоне солёности 0,05–9,3 psu (рис. 4), что соответствует летнему состоянию маргинального фильтра арктических морей (Лисицын, 1994). В Обской губе липиды и АУВ в поверхностных водах преимущественно содержались в растворенной форме. Далее по разрезу происходило увеличение концентраций как растворенных, так и взвешенных форм ОС. В интервале солёности 0,05–0,6 psu отношение АУВ_р/АУВ_в изменялось от

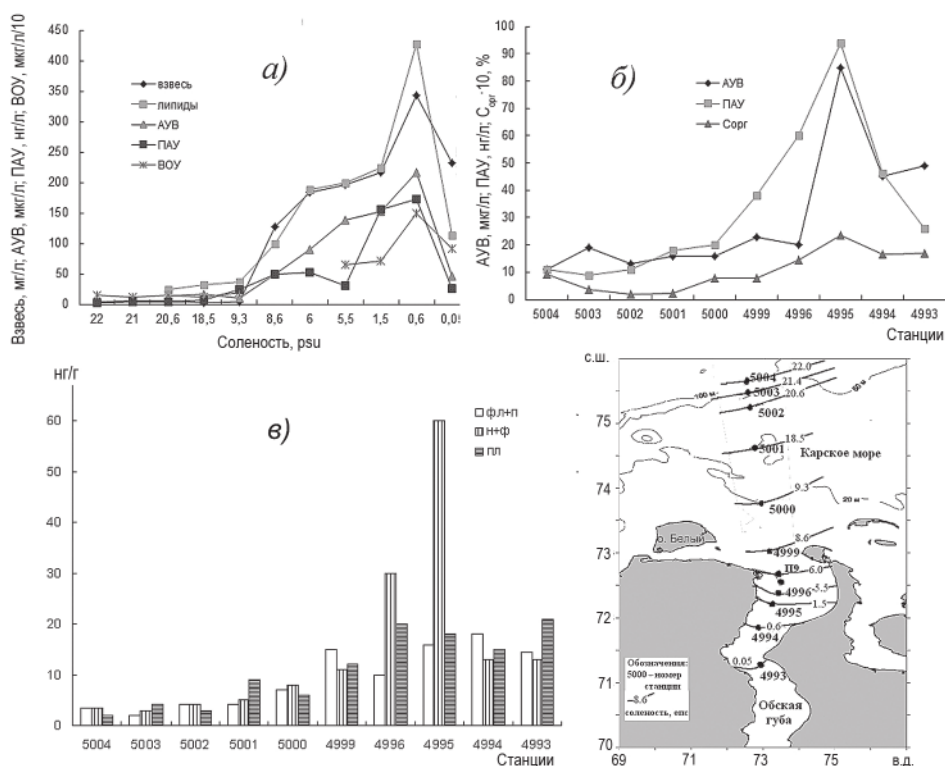


Рис. 4. Распределение на границе р. Обь – Карское море: *а* — органических соединений во взвеси поверхностных вод, *б* — в поверхностном слое донных осадков, *в* — индивидуальных полиаренов и маркеров в их составе в донных осадках. На врезке — расположение станций.

Таблица 2

Содержание органических соединений в поверхностных водах во взвеси на разрезе Обская губа – Карское море

Номер станции	<i>S</i> , psu	Взвесь*, мг/л	Липиды, мкг/л	АУВ, мкг/л	АУВ взвеси, мкг/мг	АУВ ВОУ**, мкг/мг	АУВ _р /АУВ _в	ПАУ, нг/л	ПАУ взвеси, нг/мг
4993	0,05	231,3	112,7	45,7	1,98	49,7	1,65	2,5	109,4
4994	0,6	343,7	427,0	215,9	6,28	145,0	1,35	17,2	500,4
4995	1,5	217,0	224,2	151,6	6,99	214,8	0,94	15,5	713,4
4996	5,5	196,0	279,1	189,4	9,66	291,4	0,48	3,0	154,1
П-9	6	183,0	200,1	130,5	16,88	—	0,18	5,2	284,2
П-10	8,6	128,0	189,4	90,8	9,59	—	0,53	5,0	387,5
5000	9,3	4,0	36,8	9,70	24,25	49,0	0,74	2,5	6175,0
5001	18,5	3,1	31,5	15,9	51,38	135,3	0,42	2,7	2387,1
5002	20,6	5,6	24,8	12,5	22,39	83,5	0,48	0,7	767,9
5003	21	5,5	35,9	20,6	37,45	170,0	1,01	0,4	763,6
5004	21	4,3	40,3	21,4	49,8	142,5	1,29	0,4	720,9

Примечания: * — данные М.Д. Кравчишиной, ** — данные Н.А. Беляева.

1,65 до 1,35 (табл. 2). Стратификация вод в этом районе незначительна, так как в начале разреза, вплоть до $72,4^\circ$ с.ш., величины придонной и поверхностной солености практически совпадали. Однако в придонных водах содержание АУВ_в увеличивалось с увеличением солености ($\text{АУВ}_p/\text{АУВ}_в = 0,56\text{--}0,32$), очевидно, из-за поступления АУВ_в из донных осадков (влияние нефелоидных придонных течений). Содержание АУВ_в в придонной воде, отобранной из трубки Неймисто, превышало здесь 700 мкг/л.

На этом разрезе содержание ПАУ также уменьшалось при переходе от речных к морским водам (табл. 2). Максимум концентраций ПАУ, так же, как и АУВ, наблюдался при солености 1,5 psu (рис. 4а). Однако в более соленых водах максимумы в распределении ПАУ выражены в меньшей степени. Связано это, очевидно, с различной природой и сорбционными способностями этих углеводородных классов, зависящих от их физико-химических свойств и способностью к межмолекулярным и сорбционным взаимодействиям: АУВ образуются в процессах биосинтеза, а также поступают в водоемы с нефтяным загрязнением (Немировская, 2013; Tolosa et al., 2004). Вопрос о биогенном синтезе полиаренов остается пока дискуссионным, и считается, что основные источники ПАУ — пиролитические процессы (Dahle et al., 2003; Fernandes, Sicre, 1999, 2000). Гидрофобные АУВ преимущественно сорбируются взвесью, а более гидрофильные полиарены, при доминировании в их составе 3–4-кольчатых соединений, переходят в растворенную форму. Однако так же, как для АУВ, концентрация взвеси остается контролирующим фактором при распределении ПАУ: $r(\text{взвесь} - \text{ПАУ}) = 0,77$ ($n = 9$), и между распределением этих углеводородных классов в поверхностных водах существует зависимость. В то же время в пересчете на мг взвеси максимальное содержание установлено на мористых станциях, т.е. убыль концентраций полиаренов происходит в меньшей степени по сравнению с взвесью. В составе ПАУ доминировал фенантрен, образующийся в природных процессах. В Обской губе значительна доля перилена, также имеющего биогенное происхождение (Ровинский и др., 1988; Venkatesan, 1988). К минорным компонентам в составе ПАУ воды и фильтрационной взвеси относится бенз(а)пирен, обладающий канцерогенными и мутагенными свойствами.

В донных осадках на разрезе Обская губа – Карское море (рис. 4б) в кутовой части мелководные осадки состояли из черных (станция 4993) и мелкоалевритовых илов (станции 4995–5000), а крупные алевриты и среднезернистые пески были отмечены на периферийных станциях (станции 5001 и 5002 соответственно). Только на глубоководной станции 5004 были обнаружены алевритопелитовые илы. Изменчивость содержания ОС в поверхностном слое осадков на разрезе довольно высокая: для $C_{орг}$ — от 0,20 до 2,36 %, для АУВ — от 3,7 до 42,4 мкг/г (0,04 — 0,21% от $C_{орг}$), для ПАУ — от 11 до 94 нг/г ($0,12 - 0,84 \cdot 10^{-3}$ % от $C_{орг}$). Максимумы ОС приурочены к станции 4995 (рис. 4б), находящейся в физико-химической области маргинального фильтра, в зоне лавинной седиментации. Здесь с изменением заряда коллоидных частиц ($S = 1,5$ psu) происходит переход взвешенных форм ОС (максимум их концентраций, рис. 4а) в нижележащие воды и осадок. Эти результаты совпадают с данными, полученным ранее, где содержание ОС в донных осадках неравномерно уменьшалось на разрезе Обская губа – Карское море (Петрова и др., 2010; Dahle et al., 2003; Fernandes, Sicre, 2000). В кутовой части Обской губы доля АУВ в составе ОВ понижена по сравнению с мористой частью разреза, и на станции 4995 составила всего 0,12 и $0,40 \cdot 10^{-3}$ % для АУВ и ПАУ соответственно. Поэтому в осаждающемся

ОВ УВ можно отнести к минорным компонентам. Если на станции 4995 содержание АУВ составило 1,8 мкг/мг $C_{орг}$, а ПАУ — 1,5 нг/мг $C_{орг}$, то на станции 5002 их концентрации увеличивались до 2,7 мкг/мг и 5,5 нг/мг соответственно. За пределами маргинального фильтра в пелагических осадках доля АУВ вновь снижалась до 0,05 и $0,12 \cdot 10^{-3} \%$ в составе $C_{орг}$ для АУВ и ПАУ соответственно.

Между концентрациями $C_{орг}$ и УВ установлены зависимости с высокими коэффициентами корреляции: $r(\text{АУВ} - \text{ПАУ}) = 0,75$; $r(\text{АУВ} - C_{орг}) = 0,87$; $r(\text{ПАУ} - C_{орг}) = 0,81$ ($n = 10$). Слабее связи между литологическим типом осадков, который определяется их влажностью (Вл.) и ОС: $r(\text{Вл.} - C_{орг}) = 0,76$; $r(\text{Вл.} - \text{АУВ}) = 0,51$; $r(\text{Вл.} - \text{ПАУ}) = 0,57$. Поэтому, концентрации ОС определялись не только вещественным составом осадков, но и процессами в маргинальном фильтре р. Оби. Некоторое увеличение концентраций на станции 5003 может быть обусловлено как изменением гранулометрического типа осадка, так и сорбцией УВ в биологической части маргинального фильтра.

В составе ПАУ поверхностного слоя осадков Карского моря доминирует фенантрен, на долю которого приходится от 65 % в Обской губе до 98 % в осадках Карского моря (рис. 4в). Этот арен в относительно чистых районах образуется при трансформации ОВ в процессах диагенеза в осадках богатых гумусом (репер гумусоаккумулятивного процесса) или при дегидрировании стероидов микроорганизмами (Fernandes, Sicre, 1999; Venkatesan, 1988). В кутовой части Обской губы (станция 4995) к доминирующим соединениям относится нафталин (25 % от суммы ПАУ). Здесь отношение нафталин/фенантрен > 1 , что может свидетельствовать о присутствии нефтяных полиаренов (АМАР, 2007; Tolosa et al., 2004). В осадках станции 4995 повышается также доля флуорантена и пирена (64 % от суммы ПАУ), что при довольно низком отношении флуорантен/пирен (0,6) может указывать на присутствие пирогенных соединений. Преобладание антропогенных полиаренов над природными сказывается также в сравнительно низкой для эстуарной зоны ($< 20 \%$) доли перилена, который обычно маркирует терригенное ОВ (Ровинский и др., 1988; Tolosa et al., 2004). Максимальная доля перилена (50 %) приурочена к осадкам станции 4996 с максимальным значением Eh (+476) по всему разрезу (Розанов, 2015). Смена окислительно-восстановительных условий осадконакопления отражается на образовании этого полиарена в осадках. Наиболее вероятный источник перилена — разложившиеся продукты торфа, которые транспортирует р. Обь (Fernandes, Sicre, 1999).

В толще осадков на разрезе Обская губа – Карское море происходит синхронное уменьшение концентраций ОС (значения коэффициента корреляции колебались в интервале 0,54–0,94). На станции 4993 черный сапропелевый ил лишь незначительно уплотнялся с глубиной (слой 0–35 см); исследуемые параметры изменялись: Вл. — от 71 до 64,5, АУВ от 25 до 17 мкг/г, $C_{орг}$ — от 1,68 до 1,72 %. Значения Eh в толще осадков оставались постоянными — +20 мВ. Однако уже на станции 4995 в области лавинной седиментации содержание АУВ в слое 0–14 см уменьшалось почти в 3 раза (от 42,4 до 14,9 мкг/г) с минимумом (11 мкг/г) в слое 2–4 см, где наблюдался переход от окисленных к восстановленным осадкам.

Река Енисей – Карское море

На разрезе Енисей – Карское море в поверхностных водах соленость воды изменялась от 0,069 до 27,927 psu. На самой южной станции вода была близка к речной, а на самой северной — ближе к солености открытых вод Карского моря. Отношение $УВ_v/УВ_p$ уменьшалось от южной части разреза к северной от 1,3 до 0,2. Примеча-

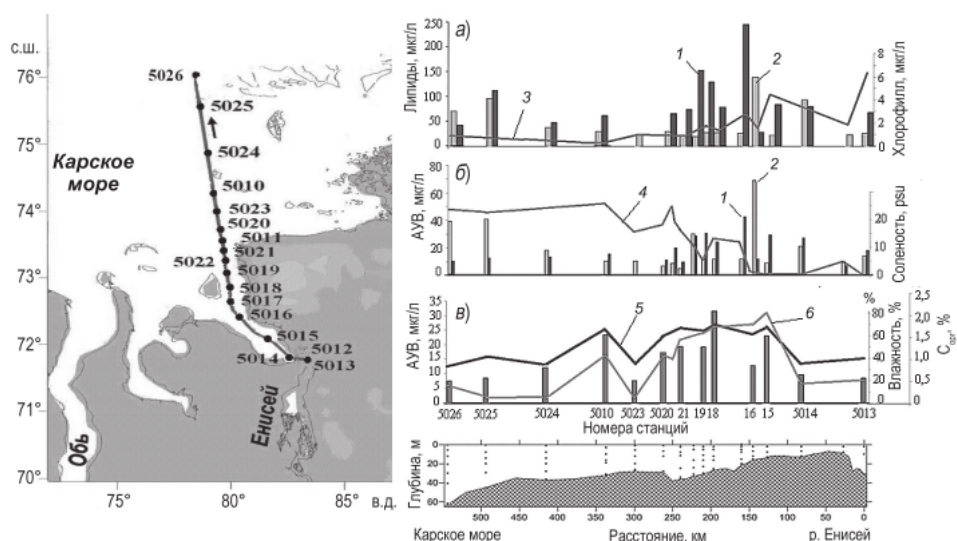


Рис. 5. Распределение концентраций различных соединений (а) и (б) в поверхностных водах и в донных осадках (в): 1 — липиды и АУВ во взвешенной форме; 2 — липиды и АУВ в растворенной форме; 3 — хл *a*; 4 — соленость; 5 — влажность; 6 — C_{org} . На врезке — расположение станций.

тельно, что концентрации растворенных ОС, выносимых рекой, даже ниже, чем на мористых станциях (рис. 5а, б). Это отличает устьевую область Енисея от Северной Двины и Оби — арктических рек, протекающих по почвам, богатых гумусом. В центральной части разреза на станциях 5014–5021 в диапазоне солености 2,3–4,3 psu в физико-химической зоне маргинального фильтра увеличивалось содержание липидов и АУВ, особенно во взвешенной форме (до 30,6 мкг/мг взвеси). Здесь наблюдались повышенные концентрации АУВ и в донных осадках (рис. 5в). Приливно-отливные явления в водах разреза приводят к дополнительной изменчивости всех показателей. Поэтому не происходило плавного уменьшения отношения AUV_v/AUV_p с увеличением солености, как в Обской губе. Максимум отношения AUV_v/AUV_p приурочен к станции 5021 — 4,67, с высокой концентрацией взвеси — 1,04 мг/л.

Далее по разрезу в сторону моря с ростом солености концентрации ОС во взвеси снижались. В биологической части маргинального фильтра (станции 5010, 5024–5026), где концентрация хл *a* возрастала в 2 раза от 0,482 до 0,995 (Demidov et al., 2014), содержание АУВ_в изменялось от 9,7 до 58,6 мкг/л. Последнее обусловлено изменением количества самой взвеси до 1,27 мг/л. Новообразование ОС за счет биоассимиляции углерода в устье Енисея отмечали и ранее по изотопному составу ^{13}C (Галимов и др., 2006).

В составе взвеси во всех пробах доминировали низкомолекулярные автохтонные гомологи. Отношение $\sum(C_{12} + C_{24})/\sum(C_{25} + C_{35})$ превышало единицу с максимумом в биологической части маргинального фильтра. Разложение алканов микроорганизмами отражают значения CPI (индекс нечетности, отношение нечетных к четным гомологам), которые в низкомолекулярной области ниже (0,86–0,88), чем в высокомолекулярной (1,0–1,50). В воде и фильтрационной взвеси значения CPI для высокомолекулярных алканов обычно близки к единице (Немировская, 2013), так же, как и для нефтяных алканов. Поступление терригенного ОВ приводит к увеличению

значений СРІ, поэтому максимум этой величины в поверхностных водах (1,5) установлен в физико-химической зоне маргинального фильтра.

Концентрации ПАУ в поверхностных водах также снижались при переходе от устья Енисея к открытым водам в диапазоне 4,3–2,24 нг/л. В их составе, как и в устье Оби, доминировал фенантрен, образующийся в природных процессах; значительна доля перилена (особенно в физико-химической зоне), имеющего также биогенное происхождение. Поступление загрязняющих веществ сказывается на изменении доли бенз(а)пирена, которая уменьшалась в зонах маргинального фильтра в последовательности (%): гравитационная (13) > физико-химическая (5) > биологическая (0,4). Низкое содержание полиаренов во взвеси обусловлено большой скоростью течения речных вод и разбавлением речных вод морскими (Fernandes, Sicre, 2000).

Донные осадки на разрезе Енисей – Карское море представлены на поверхности окисленными коричневыми, а с глубиной восстановленными зеленовато-серыми алевропелитами с примесью песка. В некоторых случаях были отмечены «корки» ледового разноса (до 5×3×6 мм). Низкое содержание АУВ как в пересчете на сухую массу (максимально 36,8 мкг/г, станция 5018, горизонт 3–17 см), так и в составе $C_{\text{орг}}$ (0,88%, станция 5013, горизонт 19–30 см) согласуется с более ранними данными (Немировская, 2013; Fernandes, Sicre, 2000). В поверхностном слое осадков их концентрации были довольно низкими и колебались в интервале 7,3–31,7 мкг/г, а $C_{\text{орг}}$ — 0,123–1,814 % (табл. 3). Распределение ОВ в большей степени, по сравнению с АУВ, зависит от гранулометрического типа осадка. Подтверждает это предположение симбатное распределение $C_{\text{орг}}$ в осадках с их влажностью: $r(C_{\text{орг}} - \text{Вл.}) = 0,83$. Ниже коэффициенты корреляции между этими параметрами и УВ: $r(C_{\text{орг}} - \text{АУВ}) = 0,47$ и $r(\text{Вл.} - \text{АУВ}) = 0,44$, что обусловлено скоростью утилизации или синтеза вещества в процессе метаболизма морской экосистемы (Агатова и др., 2012). Аккумуляция УВ в донных осадках, так же как и в поверхностных водах, происходило в физико-химической области маргинального фильтра, где их концентрации достигали в поверхностном слое 32 мкг/г (станция 5018, рис. 5б). На конечных станциях разреза

Таблица 3

Содержание органических соединений в поверхностном слое донных осадков

Номера станций	Разрез	АУВ, мкг/г		C _{орг} , %		Влажность, %	
		интервал	среднее	интервал	среднее	интервал	среднее
2007 г.							
4993–5004	Обский	3,7–42,4	13,65	0,21–2,36	1,01	21,5–85,6	57,03
5946–4960	Ямальский	4,6–76,6	45,8	0,01–2,36	0,75	23,4–76,6	48,1
2011 г.							
5010–5026	Енисейский	7,3–31,7	15,6	0,062–0,715	0,231	35,8–68,0	53,8
5032–5042	Желоб Св. Анны	2,7–25,4	14,6	0,226–1,213	0,750	37,3–65,5	56,7
2013 г.							
1–16	Обский	7,4–22,6	12,1	0,123–1,216	0,836	27,1–69,2	53,0
2014							
803–870	Обский	6,0–45,8	19,5	0,168–1,343	0,866	19,3–62,6	41,88
2015 г.							
5215–5228	Ленский	3,2–39,9	13,8	0,35–3,05	1,15	27,1–67,5	51,2
5199–5214	Желоб Св. Анны	5,8–32,3	19,2	—	—	48,4–72,4	60,5

их содержание отличалось незначительно: 8,4–7,3 мкг/г. Распределение маркеров в составе алканов осадков показало близкий генезис УВ в различных районах моря. Преобладали соединения, генетически связанные с наземной растительностью. Доминировали нечетные гомологи C_{25} – C_{31} , *n*-алканы преобладали над изопреноидами (пристаном, фитаном). В физико-химической зоне маргинального фильтра р. Енисей величина СРІ достигла значения 4,21 (станция 5019). Напротив, в биологической зоне (станция 5026) повышена доля низкомолекулярных гомологов, среди которых доминировал алкан фитопланктона *n*- C_{17} , а значение СРІ снижалось до 2,4.

Содержание ПАУ в маргинальном фильтре Енисея в поверхностном слое осадков изменялось от 11 до 36 нг/г. Эти величины ниже полученных ранее (Dahle et al., 2003; Fernandes, Sicre, 2000), что может быть обусловлено изменчивостью стока реки. Максимум так же, как АУВ, приурочен к сорбционной, физико-химической зоне маргинального фильтра. В их составе в речных водах преобладали перилен и фенантрен: 24 % и 20 % от суммы ПАУ соответственно. Антропогенное влияние проявлялось в речных водах, где повышена доля нафталина до 12 %, маркирующего нефтяные арены, и пирена, маркирующего пирогенные ПАУ. Трансформация полиаренов приводит к увеличению доли флуорантена, и отношение ФЛ/П = 0,8.

При переходе от верхнего окисленного (0–3 см) к восстановленному слою осадков (3–17 см) концентрации $C_{орг}$ и УВ в отдельных случаях уменьшались (например, станции 5010, 5013, 5015 и др.), в других увеличивались, особенно в зоне лавинной седиментации (станции 5016–5020). Обусловлено это изменением вещественного состава и окислительной обстановки в осадочной толще (Розанов, 2015). Состав алканов в слое 3–7 см оказался «более биогенным», чем в поверхностном слое осадка, так как наблюдался максимум при *n*- C_{19} , связанный с микробиальной трансформацией УВ.

Река Лена – море Лаптевых

На разрезе в устьевой области р. Лены соленость поверхностных вод изменялась от 2 до 33 psu, т.е. мы не смогли захватить «речные» воды. Тем не менее при увеличении солености от 2,65 до 9,62 psu концентрации АУВ резко уменьшались от 43 до 14 мкг/л, а потом изменялись в меньшей степени. Минимальная концентрация АУВ установлена в водах моря Лаптевых на станции 5227 — 4 мкг/л (рис. 6а). Однако эти концентрации значительно ниже полученных ранее в воде губы Буор-Хоя в районе п. Тикси — до 80 мкг/л и в открытых водах, где среднее содержание АУВ достигало 40 мкг/л (АМАР, 2007).

Распределение АУВ в поверхностных водах в основном совпадает с изменчивостью на этом разрезе концентраций липидов и хл *a*, так как между этими соединениями существуют значимые корреляции: $r(\text{АУВ} - \text{лип.}) = 0,83$; $r(\text{АУВ} - \text{хл}) = 0,50$ и $r(\text{лип.} - \text{хл}) = 0,80$ (данные по концентрациям хл *a* предоставлены А.Б. Демидовым, ИО РАН). Наличие этих связей, так же, как низкая доля АУВ в составе липидов (в среднем 25,6 %), может косвенно свидетельствовать об их природных источниках. Неравномерность в снижении концентраций изучаемых соединений в значительной степени определяется, как и в устье Енисея, приливно-отливные явлениями при отборе проб в разное время суток. Необходимо отметить, что осенью 2015 г. в открытых водах Карского моря и моря Лаптевых концентрации АУВ были даже ниже фонового содержания для открытых океанских вод — 10 мкг/л, что, скорее всего, обусловлено низкой биологической продуктивностью этих морей.

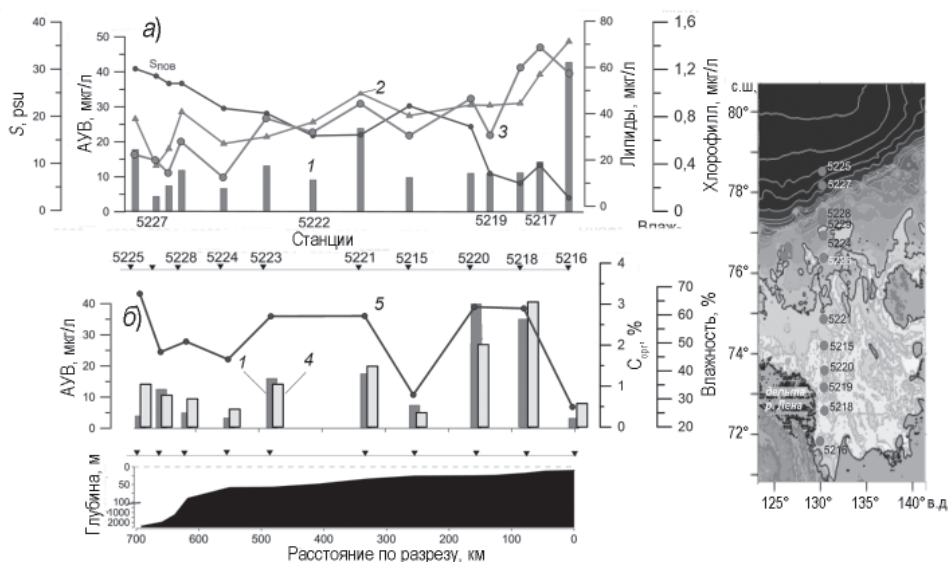


Рис. 6. Распределение на разрезе р. Лена – море Лаптевых в 2015 г.: а — в поверхностных водах во взвеси АУВ (1), липидов (2), хлорофилла (3) и солёности; б — в донных осадках АУВ (1), $C_{орг}$ (4) и влажности (5). На врезке — расположение станций отбора проб.

Распределение АУВ в донных осадках на разрезе определялось их гранулометрическим типом. Тонкие однородные пелитовые илы приурочены к углублениям рельефа (станция 5218). Поэтому существует зависимость в распределении АУВ и $C_{орг}$: $r = 0,83$. Минимальная концентрация АУВ (3,2 мкг/г) определена в песчанистом осадке, наиболее приближенном к устью Лены. При этом, несмотря на малые глубины, содержание АУВ в осадках не зависело от их концентраций в поверхностных водах. Ранее в донных осадках этого района концентрации АУВ изменялись в интервале 10–180 мкг/г. Наиболее высокое содержание было определено в осадках губы Боур-Хоя (в районе п. Тикси) — до 180 мкг/г и в Хатангском заливе — до 86 мкг/г (АМАР, 2007). Видимо, снижение хозяйственной деятельности в п. Тикси привело к уменьшению концентраций АУВ в воде и осадках.

Содержание ПАУ в южной мелководной части моря изменялось от 13 до 40 нг/г. В составе ПАУ обнаружены (нг/г) флуорен (0,2–3,2), фенантрен (0,0–10,1), флуорантен (0,2–6,2), бенз(б)флуорантен (3,2–18,3), бенз(г,h,i) перилен (0,1–12,4), а в устьевых районах — бенз(а)пирен (0–0,24).

В донных осадках глубоководной части моря Лаптевых в большинстве проб концентрации ПАУ не превышали 10 нг/г. В их составе доминировали фенантрен и его алкилированные гомологи (АМАР, 2007). Более высокое содержание установлено в осадках материкового подножья и желобов с пелитовыми илами. Состав ПАУ изменялся синхронно с изменением состава ОВ, при этом к доминирующим гомологам относили перилен и его алкилированные соединения. В осадках моря Лаптевых и в Восточно-Сибирском море концентрации пирогенных полиаренов низкие.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Общим для всех изученных районов при смешивании речных вод с морскими является резкое уменьшение концентраций ОС в поверхностных водах (как в рас-

творенной, так и взвешенной формах) в узкой прибрежной полосе. Такое поведение ОС характерно не только для арктических рек, но и для рек умеренного пояса (Немировская, 2013). Открытых морских вод достигает резко трансформированный количественно и качественно речной осадочный материал, а вместе с ним и УВ.

Изменчивость концентраций АУВ в поверхностных водах зависит от сезона (паводок, межень) и от времени суток (прилив, отлив). В то же время необходимо отметить, что в Карском море в 2011 г. повышенный градиент концентраций ОС зафиксирован не только в устьевых областях Енисея, но и во фронтальной зоне в западной части разреза желоба Св. Анны (табл. 1, рис. 1). Здесь содержание АУВ в поверхностных водах в растворенной форме на соседних станциях увеличилось в 4, а во взвешенной в 11 раз (Немировская, 2015). Рост концентраций АУВ, несмотря на превышение величины ПДК для нефтяных УВ, обусловлен естественными природными процессами. Увеличение содержания АУВ происходило в области высоких градиентов температуры между арктическими водами и водами, опресненными материковым стоком (Завьялов и др., 2015), и маркировалось также высокими градиентами концентраций хл а, растворенного ОВ и взвеси.

Изменение состава АУВ приводит к тому, что во взвеси поверхностных вод доминируют низкомолекулярные автохтонные алканы. Трансформация антропогенных УВ, транспортируемых реками, несмотря на низкие температуры в морской среде, происходит довольно быстро. Микропланктон высоких широт активно усваивает и перерабатывает ОВ из-за низких величин энергии активации основных реакций метаболизма (3–6 ккал/М), сопоставимых с интенсивностью обмена в теплых водах (Агатова и др., 2012). В процессе седиментации количество автохтонных алканов уменьшается. Поэтому в осадках преобладают, как правило, более устойчивые аллохтонные (терригенные) алканы (Немировская, 2015). Низкомолекулярные полиарены транзитом проходят зону смешения речных вод с морскими, и на фоне уменьшения концентраций ПАУ возрастает доля фенантрена. С глубиной захоронения содержание АУВ и ПАУ уменьшалось даже быстрее, чем ОВ, в отдельных случаях максимум АУВ соответствовал минимуму $C_{орг}$.

Полученные данные противоречат распространенному мнению, что в Карском море существуют многочисленные «горячие точки» с максимальным загрязнением Обь-Енисейского района (Диагностический анализ..., 2011; Evseev et al., 2000). Возможно, они существуют в водосборе рек Карского моря. Было установлено, что воды в нижнем течении рек Пура и Надыма характеризуются как «чрезвычайно грязные», а воды р. Таз как «значительно загрязненные» (Качество..., 2008). Видимо, более значимым процессом загрязнения донных осадков становится дальний перенос ЗВ с водами протоков, пересекающих районы нефтедобычи (Галимов и др., 2006; Хорошавин, Моисеенко, 2014). Уменьшение их концентраций в последующие годы (максимальная величина — 42,4 мкг/г в 2007 г., табл. 3) может свидетельствовать как о разложении нефтяных УВ, так и о погребении донных осадков слоем поступающих новых, относительно чистых.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 14-05-00223); Президиума РАН (программа № 3), а также на этапе обобщения результатов и подготовки публикации при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант 14-37-00047) и госзадания 0149-2014-0038 «Геолого-геохимические исследования природных и антропогенных процессов в воде, взвесьях и донных осадках морских акваторий, в том числе в окраинных районах Мирового океана»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агатова А.И., Лапина Н.М., Торгунова Н.И. Органическое вещество Белого моря // Белое море Т. 2. М.: Научный мир, 2012. С. 492–598.
- Галимов Э. М., Кодица Л.А., Степанец О.В. Биогеохимия и проблемы радиоактивного загрязнения морей России (на примере Карского моря) // Фундаментальные исследования океанов и море Т. 2. М.: Наука, 2006. С. 440–465.
- Гордеев В.В. Геохимия системы река–море. М.: «И.П. Матушкина И.И.», 2012. 452 с.
- Диагностический анализ состояния окружающей среды арктической зоны Российской Федерации (расширенное резюме). М.: Научный мир, 2011. 124 с. URL: http://www.greenpeace.org/russia/ru/press/reports/Russian_Arctic/ [дата обращения 06.02.2016].
- Завьялов П.О., Ижицкий А.С., Осадчиев А.А. и др. Структура термохалинных и биооптических полей на поверхности Карского моря в сентябре 2011 г. // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 514–525.
- Качество морских вод по гидрохимическим показателям. Ежегодник 2006. Обнинск: ОАО «ФОП», 2008. 143 с.
- Кравчишина М.Д. Взвешенное вещество Белого моря и его гранулометрический состав. М.: Научн. мир, 2009. 264 с.
- Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
- Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер земли. Мировой океан Т. 2. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
- Люцарев С.В. Определение органического углерода в морских донных отложениях методом сухого сжигания // Океанология. 1986. Т. 26. Вып. 4. С. 704–708.
- Методические указания. Определение загрязняющих веществ в пробах морских донных отложений. РД 52.10.556-95. М.: Гидрометеиздат, 1996. С.18–26.
- Немировская И.А. Содержание и состав углеводов в воде, взвеси и донных осадках Карского моря // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 717–729.
- Немировская И.А. Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Научный мир, 2013. 432 с.
- Немировская И.А. Изменчивость концентраций и состава углеводов во фронтальных зонах Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 497–507.
- Немировская И.А., Трубкин А.П., Травкина А.В. Углеводы в водах и донных осадках Белого моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 3 (105). С. 77–89.
- Патин С.А. Нефтяные разливы и их воздействие на морскую среду и биоресурсы. М.: ВНИРО, 2009. 507 с.
- Петрова В. И., Батова Г.И., Куришева А.В., и др. Органическое вещество донных осадков Обской губы: распределение, природа, источники // Геохимия. 2010. № 2. С. 151–163.
- Ровинский Ф.Я., Теплицкая Т.А., Алексеева Т.А. Фоновый мониторинг полициклических ароматических углеводов. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 224 с.
- Розанов А.Г. Редокс-система донных отложений западной части Карского моря // Геохимия. 2015. № 11. С. 1015–1031.
- Хорошавин В.Ю., Моисеенко Т.И. Вынос нефтяных углеводов реками с территорий нефтегазодобывающих районов севера Западной Сибири // Водные ресурсы. 2014. Т. 41. № 5. С. 518–529.
- AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme). Chapter 4 Sources, Inputs and Concentrations of Petroleum Hydrocarbons, Polycyclic Aromatic Hydrocarbons, and other Contaminants Related to Oil and Gas Activities in the Arctic. Oslo: AMAP, 2007. 87 p.

Arar E.J., Collins G.B. Method 445.0. In vitro determination of chlorophyll a and pheophytin a in marine and freshwater algae by fluorescence. Cincinnati: U.S. Environmental Protection Agency, 1997. 22 p.

Dahle S., Savinov V., Matishov G.G. et al. Polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in bottom sediments of the Kara Sea shelf, Gulf of Ob and Yenisei Bay// Science of the Environment. 2003. Vol. 36. P. 57–71.

Demidov A.B., Mosharov S.A., Makkaveev P.N. Patterns of the Kara Sea primary production in autumn: Biotic and abiotic forcing of subsurface layer //J. Marine Systems. 2014. Vol. 132. P. 130–149.

Evseev A.V., Belousova A.P., Ivanov V.V. et al. Environmental hot spots and impact zones of the Russian Arctic., ACOPS, GEF PDF-B Project No.GF/1100-99-13. Moscow, UNEP. 2000. 51 p.

Fernandes M.B., Sicre M.A. Polycyclic aromatic hydrocarbons in the Arctic: Ob and Yenisei Estuaries and Kara Sea Shelf // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 1999. Vol. 48. P. 725–737.

Fernandes M.B., Sicre M.A. The importance of terrestrial organic carbon inputs on KaraSea shelves as revealed by n-alkanes, OC and $\delta^{13}\text{C}$ values // Org. Geoch. 2000. Vol. 31. P. 363–374.

Monitoring of hazardous substances in the White Sea and Pechora Sea: harmonisation with OSPAR's Coordinated Environmental Monitoring Programme (CEMP). Tromsø: Akvaplan-niva, 2011. 71 p.

Tolosa I., Mora S., Sheikholeslami M.R., Villeneuve J., Bartocci J., Cattini C. Aliphatic and Aromatic Hydrocarbons in coastal Caspian Sea sediments // Mar. Pollut. Bull. 2004. Vol. 48. P. 44–60.

I.A. NEMIROVSKAYA, Z.YU. REDZHEPOVA, I.P. TRYBKIN

TRANSFORMATION OF HYDROCARBONS IN THE AREA RIVER–SEA IN THE ARCTIC

Hydrocarbons (aliphatic and aromatic polycyclic) in water and bottom sediments were investigated on geochemical barrier river (the Northern Dvina, Ob, Yenisei and Lena) to the sea. It is established that there is a sharp decrease in concentration and deposition of anthropogenic hydrocarbons as well as particulates, and other organic compounds, mixing of river water with the sea. Relatively clean water flows to pelagic marine areas. Despite the low Arctic temperature the transformation of anthropogenic hydrocarbons is fast. Therefore, natural compounds predominant in the water and sediments.

Keywords: hydrocarbons, rivers, seas, Arctic, particulates, bottom sediments, geochemical barrier.

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ ПОЛУОСТРОВА ФАЙЛДС (О. КИНГ ДЖОРДЖ, ЗАПАДНАЯ АНТАРКТИКА)

вед. инженер Т.В. СКОРОСПЕХОВА¹, канд. геогр. наук И.В. ФЕДОРОВА^{1,2,3},
науч. сотр. А.А. ЧЕТВЕРОВА^{1,2}, вед. инженер Н.К. АЛЕКСЕЕВА^{1,4},
доктор геогр. наук С.Р. ВЕРКУЛИЧ¹, вед. инженер И.С. ЕЖИКОВ¹,
млад. науч. сотр. А.В. КОЗАЧЕК¹

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

² — Санкт-Петербургский государственный университет, e-mail: a.chetverova@gmail.com

³ — Казанский федеральный университет, e-mail: ifedorova@otto.nw.ru

⁴ — Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, e-mail: natalya.msk15@gmail.com

В период сезонных работ 58-й и 59-й Российской антарктической экспедиции на полуострове Файлдс (о. Кинг Джордж, Западная Антарктика) проводилось гидрохимическое обследование вод 29 озер, 3 ручьев и ледника Беллинсгаузена, где были отобраны образцы воды, снега и льда. Комплексные аналитические исследования собранного материала позволили получить современную, качественно новую информацию о содержании в водных объектах полуострова главных ионов, микроэлементов, биогенных элементов, а также об особенностях их изотопного состава. На основе полученных данных дается наиболее полная на сегодняшний день гидрохимическая характеристика вод озер полуострова, выявляются особенности отдельных водных объектов.

Ключевые слова: Западная Антарктика, полуостров Файлдс, озера, гидрохимия, гидрология.

ВВЕДЕНИЕ

Полуостров Файлдс является юго-западной оконечностью острова Кинг Джордж — крупнейшего острова в архипелаге Южных Шетландских островов (Западная Антарктика). Большая часть острова Кинг Джордж перекрыта оледенением, лишь незначительные его прибрежные участки свободны ото льда, в том числе и полуостров Файлдс, который отделен от остальной территории острова ледниковым куполом Беллинсгаузена (рис. 1). Полуостров сложен преимущественно вулканогенными породами (базальтами, туфами, андезитами и агломератами). Его рельеф в целом представляет собой мелкосопочник, с абсолютными высотами до 150–160 м над уровнем моря (Симонов, 1973).

На полуострове находится около 60 озер. Большинство из них мелководны и не велики по площади (менее 0,5 км²): они образовались преимущественно в результате экзарационной деятельности ледника, создавшей небольшие замкнутые

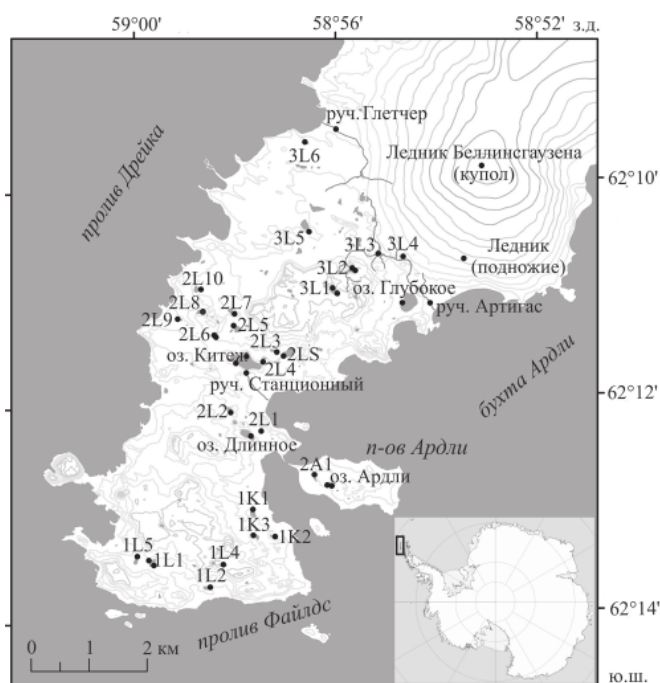


Рис. 1. Полуостров Файлдс. Исследованные озера и ручьи в период сезонных работ 2013–2014 гг.

котловины, со временем заполнившиеся водой. Помимо небольших водоемов, здесь располагаются четыре сравнительно крупных озера (Китеж, Длинное, Слаломное, Глубокое). Появление озера Глубокое, вероятно, связано с прошлой вулканической деятельностью: по одной из версий считается, что его котловина является кратером вулкана (Симонов, 1973), остальные три озера имеют тектонико-экзарационное происхождение. Питание озер происходит за счет атмосферных осадков (снега и дождя), а несколько водоемов вблизи ледника имеют дополнительное питание талыми ледниковыми водами. Большую часть года озера полностью покрыты льдом, самые мелкие из которых практически полностью промерзают в зимнее время. Вскрытие происходит в январе – феврале, в зависимости от характера весны, местоположения озера (высоты, удаленности от береговой линии) и особенностей окружающего рельефа. Часто небольшие озера, расположенные на возвышенностях, в течение летнего сезона так и не освобождаются полностью ото льда. В период весеннего снеготаяния возникает большое количество ручьев и более крупных водотоков, стекающих со склонов, впадающих в озера и вытекающих из них, образующих каскадные системы озер и в конечном счете впадающих в море.

Гидрологические и гидрохимические исследования водной системы полуострова прежде носили лишь эпизодический характер и выполнялись на крупных и наиболее доступных озерах (Длинное, Глубокое, Китеж). Последнее комплексное изучение озер проводилось в 1969–1971 гг. сотрудниками Советской антарктической экспедиции и было направлено на определение особенностей морфометрии и термики озер (Орлов, 1971). Учитывая важную роль водной системы в формировании большинства компонентов природной среды полуострова, а также наличие колоссальной антропогенной

нагрузки на полуостров (здесь расположен аэропорт, есть круглогодичные полярные станции России, Чили, Китая и Уругвая, высока численность туристов), имеющих знаний о местных водных объектах явно недостаточно. В связи с этим в рамках сезонных работ 58-й и 59-й Российской антарктической экспедиции (РАЭ) были проведены дополнительные исследования, результаты которых приводятся в данной статье.

МЕТОДЫ

В ходе сезонных работ 58-й РАЭ (февраль – март 2013 г.) и 59-й РАЭ (январь – март 2014 г.) на полуострове Файлдс были отобраны пробы воды, снега и льда в 29 озерах, 3 ручьях и 2 точках на леднике Беллинсгаузена для проведения анализов на содержание основных ионов (Cl , SO_4 , Ca , Mg , Na), микроэлементов (Cu , Fe , Mn , Zn , Ni , Al , Cd), биогенных элементов (SiO_2 , PO_4 , NO_2 , NO_3), а также изотопного состава вод ($\delta^{18}\text{O}$, δD).

На месте отбора проб в озерах и ручьях портативными датчиками измерялись температура воды, pH, электропроводность воды и концентрация растворенного кислорода. Отбор проб воды производился преимущественно с берега, в полиэтиленовую посуду, объемом 50 мл. Для последующего анализа растворенных макро-, микро- и биогенных элементов отбираемые пробы воды фильтровались через шприцевые целлюлозно-ацетатные (СА) мембранные фильтры, с диаметром пор 0,7 мкм. Пробы на макро- и микроэлементы хранились при низких температурах (1,0–5,0 °C), пробы на биогенные элементы хранились замороженными, при температуре –18 °C до момента обработки.

Пробы снега и льда были отобраны в двух точках: на куполе и у подножия ледника (рис. 1); лед отбирался из поверхностного горизонта мощностью 30 см при помощи кольцевого бура. Пробы снега и льда хранились в замороженном состоянии при температуре –18 °C.

Лабораторный анализ проб воды, льда и снега на определение ионного состава и содержания микроэлементов выполнен в Ресурсном образовательном центре по направлению химия Санкт-Петербургского государственного университета. Ионный состав вод измерялся на ионном хроматографе «Стайер». Определение микроэлементов выполнено на атомно-абсорбционном спектрофотометре AA-7000 с электро-термической атомизацией пробы воды в графитовой кювете.

Пробы воды на содержание биогенных элементов обработаны на автоматическом проточном анализаторе (Skalar, San++) в российско-германской лаборатории полярных и морских исследований им. Отто Шмидта, Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (АНИИ). Анализ изотопного состава вод выполнен в лаборатории изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС) отдела географии полярных стран (АНИИ) на лазерном анализаторе изотопного состава Picarro L 2120-I с точностью $\pm 0,1$ ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и ± 1 ‰ для δD .

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Характеристика вод

В соответствии с данными экспедиционных наблюдений, температура воды в озерах в период отбора проб колебалась от 0,5 до 7,5 °C. Воды исследованных ручьев и озер можно отнести к нейтральным и слабощелочным, диапазон значений pH составляет от 7 до 8,3. Значения общей минерализации, полученные в результате измерения электропроводности воды, изменялись от 15 до 151 мг/л, что характеризует

воды как слабоминерализованные (согласно ГОСТ 27065-86). Содержание растворенного кислорода в поверхностном слое воды в среднем составило 89 % насыщения с амплитудой значений от 63 до 106 %.

Изотопный состав озерных вод

В течение сезона 59-й РАЭ были отобраны пробы воды из 16 озер, а также образцы снега и льда с поверхности ледника Беллинсгаузена, которые использовались для получения информации об изотопном составе атмосферных осадков района. Результаты изотопного анализа подтверждают, что основным источником питания водоемов полуострова Файлдс являются атмосферные осадки. Изменение угла наклона линии регрессии между $\delta^{18}\text{O}$ и δD в озерных водах относительно линии регрессии между $\delta^{18}\text{O}$ и δD в атмосферных осадках свидетельствует о влиянии испарения на изотопный состав местных озерных вод (рис. 2).

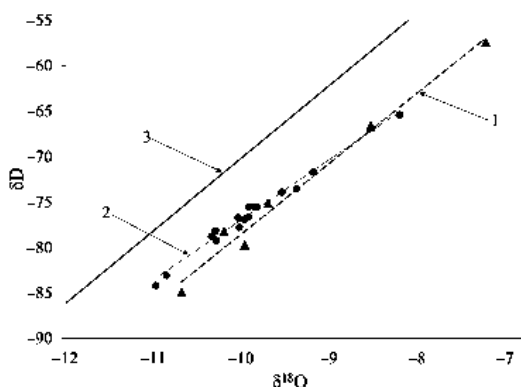


Рис. 2. Линии регрессии между $\delta^{18}\text{O}$ и δD : 1 — локальная линия метеорных вод (снег и лед с ледника Беллинсгаузена; уравнение регрессии: $y = 7,8x - 0,8$); 2 — локальная линия озерных вод п-ва Файлдс (уравнение регрессии: $y = 6,6x - 10,8$); 3 — глобальная линия метеорных вод (уравнение регрессии: $y = 8x + 10$).

Особенности формирования ионного состава вод озер

Результаты исследований показывают (табл. 1), что воды изученных озер полуострова Файлдс относятся к водам хлоридного класса натриевой группы первого, второго и третьего типов (ClNaI , ClNaII , ClNaIII) по классификации О.А. Алекина (Алекин, 1970). Наиболее высокое содержание хлоридов было обнаружено в трех крупных озерах полуострова — Китеж, Глубокое и Длинное, а также в небольших по площади озерах, расположенных на южной оконечности полуострова (№ 1L1, 1L2), и в озере на острове Ардли (оз. Ардли).

Присутствие ионов Na и Cl в озерных водах объясняется прежде всего активным морским влиянием, связанным с ветровым переносом брызг с поверхности моря на территорию полуострова (Матвеев, 1984). Постоянные ветра насыщают снег, покрывающий территорию полуострова, морскими солями. Это подтверждается данными исследований на леднике Беллинсгаузена и метеоплощадке станции Беллинсгаузен в период 54-й РАЭ (Мавлюдов, 2008), когда было зафиксировано повышение минерализации снега в ветреные дни: на вершине ледника минерализация снега, выпавшего при сильном ветре, достигала 260 мг/л. В ходе сезонных работ 59-й РАЭ также были

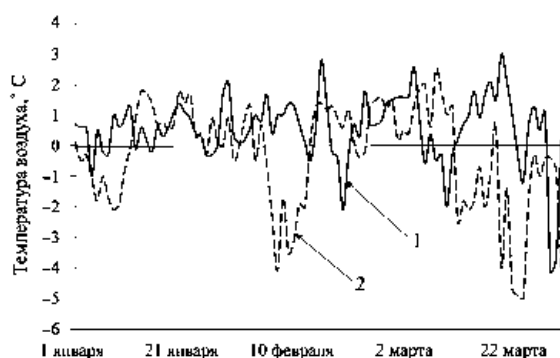


Рис. 3. Среднесуточные температуры воздуха на метеостанции Беллинсгаузен в период с января по март 2013 г. (1) и 2014 г. (2).

отобраны пробы снега и поверхностного слоя льда (мощностью до 30 см) у подножия и на вершине ледника. Анализ показал, что в составе снега и льда преобладающими являются ионы Cl и Na, при минимальном содержании K, Mg, SO_4 . При этом, по сравнению с куполом, у краевой части ледника концентрации Cl и Na были повышены.

В летний период, во время таяния снега и льда, морские соли с тальми водами поступают в ручьи и озера, оказывая непосредственное влияние на формирование ионного состава озерных вод. Таким образом, характер антарктического лета, определяющий сроки вскрытия озер и интенсивность снеготаяния на водосборах, влияет также и на поступление морских солей в озера. Так, летний сезон 59-й РАЭ выдался более холодным в сравнении с предыдущим сезоном 58-й РАЭ (рис. 3). В конце января большинство озер полуострова были полностью покрыты льдом, а их водосборы снегом. Более того, 6 февраля 2014 г. произошло повторное замерзание озер, когда температура воздуха резко упала, и за 7 последующих дней выпало более 13 мм осадков (Балабанов, 2013; Ивашкевич, 2014). Тогда как в летний сезон 58-й РАЭ большинство озер, за исключением расположенных на сравнительно высоких участках юго-западной части полуострова, вскрылись ото льда полностью или частично уже в феврале. Такое отличие сезонов объясняет переход нескольких озер из одного типа вод в другой. Так, некоторые озера (№ 1K1, 2L6, 3L1, 3L2, 3L5), относившиеся по результатам 58-й РАЭ к третьему типу вод ClNaIII , свойственному морям и лиманам и обозначающему активное влияние моря на формирование озерных вод, по результатам 59-й РАЭ уже относились ко второму типу вод ClNaII , свойственному пресноводным водоемам.

Несмотря на переход вод некоторых озер из третьего типа вод ClNaIII во второй ClNaII , большинство водоемов полуострова Файлдс относительно сходно по ионному составу, что иллюстрирует полулогарифмическая диаграмма Шеллера, построенная по полученным данным (рис. 4). Также на диаграмме видно, что среди исследованных водоемов особенно выделяется озеро Длинное, замыкающее небольшую систему озер на восточной окраине центральной части полуострова. В нем было обнаружено относительно высокое содержание SO_4 , составившее 28,9 и 58 мг/л в сезонах 58-й и 59-й РАЭ соответственно. Для сравнения, содержание SO_4 в остальных исследованных водоемах не превысило 8,5 и в среднем составило 4 мг/л. Вместе с этим в озере Длинное зафиксированы сравнительно высокие концентрации Ca: 10,8 мг/л — 58-я РАЭ, 20 мг/л — 59-я РАЭ, тогда как среднее значение Ca для водоемов полуострова составило 2,8 мг/л. Такая особенность состава вод озера Длинное, скорее всего, объ-

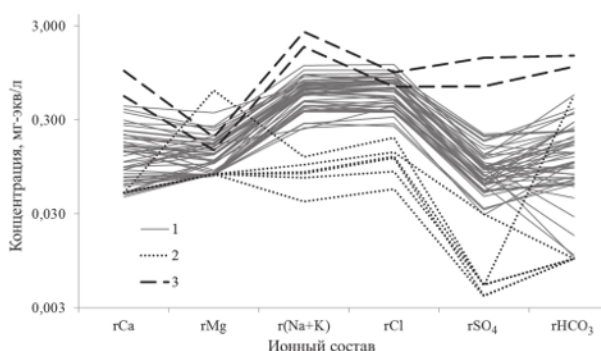


Рис. 4. Полулогарифмическая диаграмма Шеллера. Содержание преобладающих ионов (в пересчете на количество вещества эквивалента) в водах озер и ручьев п-ва Файлдс, на леднике Беллинсгаузена по данным 2013–2014 гг. 1 — озера п-ва Файлдс, 2 — ледник Беллинсгаузена, 3 — озеро Длинное.

ясняется свойствами пород в пределах его водосбора: в то время как большинство водосборов на полуострове сложены преимущественно туфами и андезитами (Barton, 1964), на водосборе озера Длинное развиты агломераты, что может служить причиной повышенного содержания сульфатов в его водах. Другими причинами специфических гидрохимических характеристик озера могут быть наличие стока вод из слоя сезонного таяния грунтов, а также антропогенная деятельность на территории водосбора, в первую очередь активно используемая грунтовая дорога, проходящая вдоль озера.

Сравнение ионного состава вод озер полуострова Файлдс и водоемов других территорий краевой зоны Антарктиды обнаруживает как черты сходства, так и различия, определяющиеся особенностями залегающих коренных пород в районах, активностью поступления морских аэрозолей, местными метеорологическими условиями, а также разной степенью разбавляющего влияния талых ледниковых вод. Так, воды озер полуострова Файлдс в целом схожи по основному ионному составу с водами озер оазиса Холмы Ларсеманн (Восточная Антарктида), относящимися также к хлоридному классу натриевой группы (Федорова, 2003). Несмотря на то, что территория оазиса более удалена от моря, чем полуостров Файлдс, здесь морское влияние на формирование ионного состава озерных вод усиливается благодаря повышенному испарению и меньшему среднегодовому количеству выпадающих осадков (Сводные таблицы, 2010). В других районах Антарктики, например на оазисе Ширмахера, на

Таблица 1

Концентрации основных ионов в водах озер и ручьев (полуостров Файлдс) и в снеге и льде (ледник Беллинсгаузена) (по данным сезонных работ 2013–2014 гг.)

Макроэлементы	Ледник Беллинсгаузена		Озера и ручьи	
	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л
Ca ²⁺	0	0	0,8–20,1	0–1,0
Mg ²⁺	0–7,4	0–0,6	0,5–4,3	0–0,4
Na ⁺ и K ⁺	0,9–2,8	0–0,1	0,9–30,3	0–1,3
Cl [–]	1,9–6,9	0,1–0,2	9,1–41,9	0,3–1,2
SO ₄ ^{2–}	0,2	0	1,2–58,0	0–1,2
HCO ₃ [–]	0–33,0	0–0,5	0–34,6	0–0,6

формирование озерных вод, помимо морского фактора, также оказывает сильное воздействие геологическое строение и локальные выходы гипсоносных грунтов, в связи с чем здесь, в отличие от полуострова Файлдс и оазиса Холмы Ларсеманн, преобладают воды гидрокарбонатного, гидрокарбонатно-хлоридного и в меньшей степени хлоридного классов натриевой группы. При этом водоемам оазиса Ширмахера свойственен сезонный переход группы вод от натриевых к кальциевым, а также периодический переход от вод гидрокарбонатного класса к сульфатному за счет влияния грунтовых вод (Федорова и др., 2011).

Содержание тяжелых металлов в озерах и ручьях

Измерение концентраций тяжелых металлов (ТМ) необходимо для отслеживания состояния водных объектов и антропогенного воздействия, которое в данном районе связано с использованием наземного транспорта, функционированием аэродрома и эксплуатацией станционных построек. Однако следует отметить, что содержание ТМ в озерах также может зависеть от особенностей состава местных горных пород, влияющих на формирование вод.

Измеренные концентрации ТМ в пробах вод (табл. 2) показывают, что их значения для большинства озер полуострова не превышают естественный уровень природных пресных вод (Виноградов, 1962; Боркис, 1982). Наименьшие концентрации были обнаружены в озерах, расположенных в южной части полуострова. Этот район отличается гористым, сильно пересеченным рельефом и реже, чем другие участки полуострова, посещается людьми, здесь отсутствуют постройки и дороги. Помимо этого в сезоны 58-й и 59-й РАЭ водоемы района оставались практически полностью покрыты льдом, а их водосборы — снегом. Наличие более устойчивого снежного покрова в течение летнего сезона по сравнению с другими участками полуострова обуславливает здесь более низкую интенсивность выветривания микроэлементов из горных пород, меньший сток талых вод с территории водосборов и, соответственно, понижение концентраций ТМ в водах, поступающих в озера.

Сравнительно высокое содержание микроэлементов на фоне исследованных водных объектов было обнаружено в районе ледника Беллинсгаузена и в пределах водосбора озера Длинное. В северной части полуострова, у края ледника протекают ручьи Глетчер и Артигас, первый из которых впадает в пролив Дрейка на северо-западе, а второй — в бухту Ардли на юго-востоке, замыкая систему озер, расположенных вдоль ледника. В ручье Глетчер было зафиксировано содержание 34,9 мкг/л Fe и 77,4 мкг/л Al, в ручье Артигас — 55,4 мкг/л Fe и 50,2 мкг/л Al. В озере 3L4, из которого вытекает ручей Артигас, также были обнаружены повышенные концентрации Fe (3,75 мкг/л) и Al (22 мкг/л). Территория, на которой располагаются вышеупомянутые ручьи и озеро, максимально приближена к ледниковому куполу, где в летние сезоны велик объем стока талых вод и активно размываются отложения моренных гряд, что может влиять на рост количества поступающих в озеро и ручьи микроэлементов.

Озеро Длинное, отличающееся от прочих озер полуострова по составу основных ионов, выделяется также и сравнительно высоким содержанием микроэлементов. В летнем сезоне 58-й РАЭ в его водах было зафиксировано повышенное содержание нескольких элементов: Cu — 1,2 мкг/л, Fe — 6,2 мкг/л, Mn — 22,9 мкг/л, Zn — 6,0 мкг/л. Год спустя, в сезон 59-й РАЭ анализ проб показал понижение концентраций Cu — 0,4 мкг/л, Mn — 1,6 мкг/л и Zn — 0,8 мкг/л. При этом были обнаружены повышенные концентрации Ni — 0,4 мкг/л и Al — 17,5 мкг/л. Такие отличия, скорее

Содержание тяжелых металлов и биогенных элементов в водах ручьев и озер полуострова Файлдс (мкг/л)

Название объектов	Другие известные названия водных объектов	Дата	Микроэлементы						Биогенные элементы			
			Cu	Fe	Mn	Zn	Ni	Al	Cd	SiO ₂	PO ₄	NO ₂ +NO ₃
58-я РАЭ, февраль – март 2013 г.												
Озеро 2S	Мираж [1], Unidad [2]	10.02.2013	< 0,10	< 0,20	0,2	0,9	0,2	1,2	< 0,05	881,2	3,0	< 1
Озеро 2L3	б/н	10.02.2013	—	—	—	—	—	—	—	593,5	1,5	< 1
Озеро 2L4	“	10.02.2013	—	—	—	—	—	—	—	803,9	2,0	< 1
Ручей Станционный	б/н	12.02.2013	0,4	< 0,20	21,9	2,7	0,1	2,7	< 0,05	—	—	—
	Kitiesh [2]	13.02.2013	< 0,10	< 0,20	1,3	1,0	< 0,10	0,7	< 0,05	505,3	< 0,2	< 1
	б/н	13.02.2013	< 0,10	0,3	0,5	0,6	0,2	0,8	< 0,05	—	—	—
	“	13.02.2013	0,4	< 0,20	2,8	0,6	0,1	0,3	< 0,05	743,3	1,4	1,2
	“	13.02.2013	1,3	0,8	7,4	6,5	0,1	5,1	< 0,05	300,9	1,1	< 1
	“	17.02.2013	< 0,10	0,3	9,1	2,2	0,1	0,4	< 0,05	251,1	< 0,2	< 1
	Cisnes [2]	17.02.2013	0,1	1,4	1,2	2,5	< 0,10	1,6	< 0,05	600,8	< 0,2	< 1
	Gran Marulla [2]	18.02.2013	< 0,10	0,4	< 0,10	0,7	0,2	2,1	< 0,05	1043,7	< 0,2	< 1
	Гаошаньху [1], Shanboedan [2]	18.02.2013	< 0,10	< 0,20	0,2	0,6	0,2	2,6	< 0,05	1127,4	< 0,2	2,5
	Озеро 1L1	Jurasico [2]	18.02.2013	< 0,10	< 0,20	0,6	2,2	< 0,10	0,8	< 0,05	937,0	< 0,2
Озеро 1L2	Belen [2]	18.02.2013	0,3	< 0,20	0,2	2,2	< 0,10	0,9	< 0,05	1032,7	< 0,2	1,4
Озеро Глубокое	Профайнд [1], Deere [2]	19.02.2013	< 0,10	< 0,20	13,1	0,5	0,2	0,9	< 0,05	581,5	< 0,2	< 1
Озеро 3L3	б/н	19.02.2013	0,1	0,9	57,3	17,2	0,4	4,4	< 0,05	2219,7	8,1	4,6
озеро 3L5	чил. Jade Hara	21.02.2013	0,1	0,3	34,4	2,0	0,1	0,3	< 0,05	2050,8	0,4	2,5
Озеро 2L9	б/н	21.02.2013	—	—	—	—	—	—	—	285,3	< 0,2	1,4
Озеро Ардли	“	25.02.2013	0,4	0,9	1,9	0,9	0,1	1,1	< 0,05	62,3	17,8	—
Озеро Длинное	Лонг [1]	27.02.2013	1,2	< 0,20	22,9	6,0	0,2	3,7	< 0,05	1595,6	< 0,2	3,5
Озеро 2L2	б/н	27.02.2013	< 0,10	< 0,20	0,9	2,8	< 0,10	1,1	< 0,05	526,9	< 0,2	1,8
Озеро 1K2	Яньоуху [1], Torn [2]	27.02.2013	—	—	—	—	—	—	—	1133,7	< 0,2	1,0

Название объектов	Другие известные названия водных объектов	Дата	Микроэлементы						Биогенные элементы			
			Cu	Fe	Mn	Zn	Ni	Al	Cd	SiO ₂	PO ₄	NO ₂ +NO ₃
59-я РАЭ, январь – март 2014 г.												
Озеро Глубокое Озеро Длинное Озеро Китеж (поверхность) Озеро Китеж (глубина 11 м) Озеро 2L7 Озеро 3L1 Озеро 3L2 Озеро 2L6 Ручей Глетчер Озеро 3L4 Озеро 1K1 Озеро 1K2 Ручей Артигас	Профаунд [1], Deere [2]	27.02.2014	0,2	< 0,20	0,2	2,7	0,2	1,1	< 0,05	—	—	—
	Лонг [1]	01.03.2014	0,4	6,2	1,6	0,8	0,4	17,5	< 0,05	—	—	—
	Kitiesh [2]	02.03.2014	0,4	11,8	0,6	4,0	0,1	14,6	< 0,05	—	—	—
	Kitiesh [2]	02.03.2014	0,4	3,6	0,3	11,0	0,4	4,4	< 0,05	—	—	—
	Marie Jose [2]	04.02.2014	0,2	1,0	1,6	0,7	< 0,10	5,1	< 0,05	—	—	—
	б/н	06.03.2014	0,2	< 0,20	0,2	1,0	0,6	1,7	< 0,05	—	—	—
	Cisnes [2]	06.03.2014	0,3	2,7	0,2	1,1	0,1	16,0	< 0,05	—	—	—
	б/н	08.02.2014	0,4	0,7	0,4	0,7	0,2	8,5	< 0,05	—	—	—
	Glastcher [2]	12.02.2014	0,2	34,9	1,3	0,8	0,6	77,4	< 0,05	—	—	—
	б/н	18.02.2014	0,6	3,8	0,6	1,1	0,1	22,0	< 0,05	—	—	—
	Gran Marulla [2]	26.01.2014	0,4	3,1	0,6	1,7	0,2	5,0	< 0,05	—	—	—
	Яньоуху [1], Torn [2]	26.01.2014	0,5	2,2	0,7	0,9	< 0,10	5,8	< 0,05	—	—	—
	Artigas [2]	27.02.2014	0,5	55,4	0,8	1,4	0,1	50,2	< 0,05	—	—	—
	59-я РАЭ, ноябрь 2013 г. – январь 2014 г.											
Озеро Китеж Озеро Китеж Озеро Длинное Озеро Длинное Озеро Глубокое Озеро Глубокое Озеро Глубокое	Kitiesh [2]	Ноябрь 2013	—	—	—	—	—	—	950,3	2,2	< 1	
	“	Декабрь 2013	—	—	—	—	—	—	—	1583,6	< 0,2	3,1
	Лонг [1]	Ноябрь 2013	—	—	—	—	—	—	—	2544,6	< 0,2	8,1
	“	Декабрь 2013	—	—	—	—	—	—	—	2601,8	1,9	6,1
	Профаунд [1], Deere [2]	Ноябрь 2013	—	—	—	—	—	—	—	726,5	2,6	< 1
	“	Декабрь 2013	—	—	—	—	—	—	—	893,2	0,5	< 1
Озеро Глубокое	“	Январь 2014	—	—	—	—	—	—	1341,7	< 0,2	5,2	

Примечание: [1] — (Каменев, 2005); [2] — (Isla Rey Jorge-Peninsula Fildes, 1996).

всего, объясняются разницей температурных условий сезонов и, как следствие, разной активностью снеготаяния и формирования поверхностного стока. Озеро Длинное имеет сток в море, где в 1996 г. проводились исследования китайских ученых в морских водах на юго-востоке прибрежной части полуострова (Jiabin et al., 1996), которые выявили концентрации тяжелых металлов, по Cu и Zn близкие обнаруженным нами в озере Длинное в сезон 58-й РАЭ. По мере удаления от берега измеренные китайскими специалистами концентрации Cu и Zn постепенно уменьшались.

В сезон 59-й РАЭ в глубоководной части озера Китеж были отобраны пробы воды из поверхностного и придонного горизонта. Анализ показал содержание в поверхностном слое Fe — 11,8, Al — 14,6, Zn — 4,0 мкг/л. В придонном слое на глубине 11 м измеренные концентрации Fe и Al были ниже и составили 3,6 и 4,4 мкг/л соответственно. В период открытой воды Fe и Al поступают в озеро с поверхностным стоком, чем может объясняться их повышенная концентрация в верхней части водной толщи. Содержание Zn, наоборот, в придонном слое было повышено в сравнении с поверхностью и составило 11 мкг/л. Концентрации Cu, обнаруженные в придонном и поверхностном слое, практически идентичны и составили 0,37 и 0,38 мкг/л соответственно.

Содержание биогенных элементов в озерных водах

Измерение концентраций биогенных элементов в летний сезон 58-й РАЭ показало крайне низкие значения содержания фосфатов (PO_4), нитритов (NO_2) и нитратов (NO_3) и относительно высокое содержание силикатов (SiO_2) в большинстве озер полуострова Файлдс (табл. 2), что типично для водоемов полярных районов (Четверова и др., 2013).

Низкое содержание PO_4 , NO_2 и NO_3 в озерах полуострова объясняется несколькими причинами. Во-первых, летом многие водосборы озер остаются частично или полностью под снежным покровом, а наземная растительность — один из важнейших источников биогенных элементов (PO_4 , NO_2 , NO_3 , и др.) — встречается лишь на отдельных участках водосборов и представлена мхами и лишайниками. Еще одним фактором является низкая биологическая продуктивность водоемов вследствие суровости климатических условий. К тому же большая часть поступающих летом в водоемы биогенных элементов потребляется фитопланктонными организмами.

Влияние фитопланктона на содержание биогенных элементов подтверждается исследованиями, проведенными в зимний период в трех крупнейших озерах полуострова: Китеж, Глубокое и Длинное. Результаты анализа концентраций азотных соединений и фосфатов в подледный период (с мая по ноябрь 2013 г.) показали наличие PO_4 , NO_2 и NO_3 в озерах Глубокое и Китеж, тогда как в летний период концентрации этих же элементов были ниже порога обнаружения. В озере Длинное также было зафиксировано повышение концентраций в зимний период: азотных соединений до 8,1 мкг/л, фосфатов до 1,9 мкг/л. Кроме того, во всех трех озерах в зимний период прослеживался рост содержания SiO_2 : в озерах Китеж и Длинное более чем на 1000 мкг/л, в озере Глубокое — на 760 мкг/л.

В целом измеренные в водоемах концентрации SiO_2 изменялись в широком диапазоне от 62,3 до 2219,7 мкг/л. В 7 из 20 исследованных озер концентрации SiO_2 превысили 1000 мкг/л: такие значения свойственны озерам полярных областей при активном развитии криогенных процессов на водосборах (Четверова и др., 2013). Для сравнения, по данным исследований, проведенных в сезон 58-й РАЭ на материковых

станциях Антарктиды Прогресс и Новолазаревская, содержание силикатов в озерах изменялось в пределах 240–1490 мкг/л (Кучин, 2013).

Анализ распределения биогенных элементов в озерах полуострова Файлдс выявил наличие зависимости между особенностями условий на водосборах и концентрациями биогенных элементов, что характерно прежде всего для силикатов. Водосборы озер с повышенной концентрацией SiO_2 имеют следующие черты: сравнительно большую площадь, активное летнее снеготаяние и интенсивный поверхностный сток талых вод в летний период, наличие одного или нескольких впадающих в озеро ручьев. Озера с концентрациями силикатов менее 1000 мкг/л, наоборот, располагаются на малых, покрытых снегом водосборах, при этом поверхность озер частично или практически полностью оставалась подо льдом в летний период 58-й РАЭ. Максимальное содержание силикатов обнаружено в озерах 3L3 и 3L5, расположенных в северо-восточной (приледниковой) части полуострова, и составило 2219,7 и 2150,8 мкг/л соответственно. Также сравнительно большие концентрации силикатов обнаружены в озере Длинное — 1595,6 мкг/л. Минимальная концентрация SiO_2 была измерена в небольшом озере на острове Ардли (1A1) и составила 62,3 мкг/л, что в 10 раз меньше среднего значения для озер полуострова.

Отметим, что в том же озере 1A1 была измерена максимальная концентрация фосфатов (17,8 мкг/л), более чем в 10 раз превышающая среднее значение для исследованных озер. Возможной причиной отличительных параметров данного озера может быть присутствие на острове Ардли сравнительно крупных колоний пингвинов. Содержащий фосфаты помет птиц может переноситься ветрами или же непосредственно поступать в водоем, заметно повышая концентрацию PO_4 . На полуострове Файлдс колонии пингвинов отсутствуют, и концентрации фосфатов в озерных водах крайне малы: фосфаты были обнаружены лишь в 6 из 19 исследованных озер, и величины их содержания определены в пределах 0,4–8,1 мкг/л.

Содержание NO_3 во всех исследованных озерах в течение летнего периода, было ниже порога обнаружения (0,1 мкг/л). Окисленные формы азота ($\text{NO}_2 + \text{NO}_3$) были обнаружены лишь в половине исследованных озер, при этом измеренные концентрации незначительны и изменяются в диапазоне от 1 до 4,8 мкг/л. Так же как и в случае с силикатами, максимальные измеренные значения окисленных форм азота были обнаружены в двух озерах приледниковой части полуострова 3L3 (8,1 мкг/л) и 3L5 (2,5 мкг/л) и в озере Длинное (3,5 мкг/л).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках сезонных работ 58-й и 59-й РАЭ впервые выполнено комплексное исследование химического состава вод озер полуострова Файлдс, в результате которого получена новая информация о характеристиках, современных процессах и факторах формирования химического состава водоемов.

Состав озерных вод полуострова (включая основные ионы, микроэлементы, биогенные элементы и изотопы $\delta^{18}\text{O}$ и δD) в большинстве случаев схож, хотя и подвержен некоторым изменениям в зависимости от местоположения водоема, особенностей его водосбора, времени вскрытия водоема ото льда и степени морского влияния на него.

По ионному составу воды озер полуострова Файлдс относятся к хлоридному классу натриевой группы первого, второго и третьего типов (ClNaI , ClNaII , ClNaIII). Анализ биогенных элементов в летний период показал наличие малых концентраций фосфатов, нитритов и нитратов и относительно высокое содержание силикатов в

большинстве озер. Содержание тяжелых металлов (Cu, Fe, Mn, Zn, Ni, Al, Cd) ниже предельно допустимых концентраций и в большинстве водоемов незначительно.

При относительной однородности состава вод большинства озер на полуострове выделяются несколько объектов. В первую очередь это озеро Длинное, а также расположенные у краевой части ледника Беллинсгаузена ручьи Глетчер и Артигас и озеро ЗЛЗ. Озеро Длинное отличается самыми высокими значениями общей минерализации и повышенным содержанием силикатов. При этом по преобладающим ионам воды озера относятся к тому же типу, что и большинство озер полуострова, — хлоридно-натриевому (ClNaI). Кроме того, в озере Длинное зафиксированы сравнительно высокие концентрации тяжелых металлов Cu, Fe, Mn, Zn, Al. В ручьях Глетчер и Артигас были зафиксированы максимальные из измеренных во всех водных объектах полуострова концентрации Fe и Al. Ручей Артигас вытекает из озера ЗЛЗ, в котором также были обнаружены повышенные концентрации Fe и Al. В дополнение, озера Длинное и ЗЛЗ отличаются от остальных озер полуострова по содержанию биогенных элементов: в летний период 58-й РАЭ только в них были зафиксированы окисленные формы азота ($\text{NO}_2 + \text{NO}_3$).

Полученная в ходе работ характеристика гидрохимического состава вод полуострова Файлдс может быть использована в качестве основы для дальнейших исследований в данном направлении.

Исследования проведены с использованием оборудования ресурсного центра Научного парка СПбГУ «Ресурсный образовательный центр по направлению химия», а также при финансовой поддержке грантов РФФИ № 14-05-00787 и № 14-05-00548. Также авторы выражают благодарность Российской антарктической экспедиции за логистическое обеспечение работ на полуострова Файлдс в сезоны 58-й, 59-й РАЭ и участникам зимовочного состава 58-й РАЭ станции Беллинсгаузен за помощь в отборе проб воды в зимний период 2013 г. Изотопный анализ проводился при финансовой поддержке гранта РНФ 14-27-00030.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 444 с.
- Бокрис Дж. О.М. Химия окружающей среды. М.: Химия, 1982. 672 с.
- Балабанов В.С. Отчет о выполнении метеорологических наблюдений на станции Беллинсгаузен в 58-й РАЭ. Фонды ААНИИ, ТМС-84 № 9891.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
- ГОСТ 27065-86 Качество вод. Термины и определения. М.: ИПК Издательство стандартов, 2003. С. 11.
- Ивашкевич С. Отчет о выполнении метеорологических наблюдений на станции Беллинсгаузен в 59-й РАЭ. Фонды ААНИИ, ТМС-84 № 9951.
- Каменев Е.Н. Карта острова Кинг Джордж (Ватерлоо). Полуостров Файлдс масштаба 1:25 000 // Атлас океанов. Антарктика. СПб.: ГУНИО МО РФ, 2005. С. 40.
- Кучин В.А. Отчет о выполнении научных программ, технических заданий и логистических операций сезонной 58-й РАЭ. Т. 2. Экспедиционные работы и натурные исследования по действующим федеральным программам. СПб., 2013. 285 с.
- Мавлюдов Б.Р. Гляциологические работы на станции Беллинсгаузен: научно-технический отчет 54-й РАЭ. Фонды ААНИИ, инв. № О-3655. 2008. 43 с.

- Матвеев Л.Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 752 с.
- Орлов А.И. Некоторые результаты лимнологических исследований на полуострове Файлдс // Информационный бюллетень Советской антарктической экспедиции. 1971. № 81. С. 73–77.
- Сводные таблицы климатических метеорологических данных для антарктических станций. СПб., 2010. URL: http://www.aari.aq/default_en.html [дата обращения 02.03.2016].
- Симонов И.М. Озера п-ова Файлдс на о. Кинг-Джордж (о. Ватерлоо) // Информационный бюллетень Советской антарктической экспедиции. 1973. № 85. С. 16–21.
- Федорова И.В. Современное состояние и устойчивость к воздействию внутренних водоемов Антарктиды: Дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.36, 25.00.27. СПб., 2003. 236 с.
- Федорова И.В., Веркулич С.Р., Потапова Т.М., Четверова А.А. Оценка послеледникового развития озер оазиса Ширмахера (Восточная Антарктида) на основе гидролого-геохимических и палеогеографических исследований // Полярная криосфера и воды суши. М.: Paulsen, 2011. С. 242–251.
- Четверова А.А., Федорова И.В., Потапова Т.М., Бойке Ю. Гидрологические и геохимические особенности современного состояния озер о. Самойловский в дельте р. Лены // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 1 (95). С. 97–110.
- Barton C.M. Geology of South Shetland Islands. III. The stratigraphy of King George Island // British Antarctic survey scientific reports. 1964. № 44. 33 p.
- Isla Rey Jorge-Peninsula Fildes / Islas Shetland del Sur / XII Region de Magallanes Y de la / Antartica Chilena 1:10 000. Republica de Chile, 1996.
- Jiabin Pu, Yunna Fu, Zhongping Li. Concentration level of heavy metals in the Great Wall Bay // Journal of Environmental Sciences. 1996. Vol. 8. № 1. P. 173–177.

*T.V. SKOROSPEKHOVA, I.V. FEDOROVA, A.A. CHETVEROVA, N.K. ALEKSEEVA,
S.R. VERKULICH, I.S. EZHIKOV, A.V. KOZACHEK*

CHARACTERISTIC OF HYDROCHEMICAL REGIME ON FILDES PENINSULA (KING GEORGE ISLAND, WEST ANTARCTICA)

During 58th and the 59th seasons of the Russian Antarctic Expedition to the Fildes Peninsula (King George Island, West Antarctica) hydrochemical investigation of 29 lakes, 3 streams and glacier Bellinghausen have been carried out.

Detailed chemical analysis of water, snow and ice samples allows to get modern and qualitatively new information about major ions, trace elements, nutrients content of the objects as well as isotopic composition of Fildes peninsula water bodies. Data analysis provide the most comprehensive hydrochemical characteristic of lake on Fildes Peninsula and identifies individual characteristics of water bodies.

Keywords: West Antarctica, Fildes Peninsula, lakes, hydrochemistry, hydrology.

**МИКРОБИОЛОГИЧЕСКАЯ КОМПОНЕНТА ГРУНТОВ
РАЙОНА ПОЛЕВОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ БАЗЫ В АНТАРКТИКЕ**

канд. мед. наук *Ш.Б. ТЕШЕБАЕВ*¹, вед. эколог *А.С. РЕМНЕВ*²,
ст. преподаватель *А.Л. ПАНИН*³

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

² — Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ФГУНПП «ПМГРЭ»), Санкт-Петербург

³ — Военно-медицинская академия им. С.М. Кирова, Санкт-Петербург

В течение четырех сезонов (52-й, 56-й, 58-й, 60-й РАЭ) оценивались изменения микрофлоры при антропогенных воздействиях в почвах и поверхностных грунтах на территории полевой базы Дружная-4. Выявлено существенное влияние систематических и регулярных природоохранных мероприятий на характер и интенсивность восстановления микробиоты, аборигенной для территории базы.

Ключевые слова: Антарктика, антропогенная нагрузка, микрофлора грунтов, природоохранные мероприятия.

ВВЕДЕНИЕ

Высокоширотные регионы Южного полушария заслуживают особого внимания по ряду причин:

- толщина ледового покрова и особенности климата определяют роль Антарктиды как хранилища мировых запасов пресной воды;
- повышенная чувствительность экодинамики полярных районов к антропогенным воздействиям;
- увеличение количества полярных станций, геологических баз, нарастает поток туристов.

Проблемы экодинамики будем рассматривать в свете изменений, происходящих в окружающей среде, в районах базирования российских полярных зимовочных станций (Прогресс) и полевых геологических баз (Дружная-4, Союз). Основной задачей в данном случае является определение техногенной составляющей и масштабов ее воздействия на природу в районах расположения местных объектов. Хорошо известны достижения российских геологов, геофизиков ФГУНПП «ПМГРЭ» в континентальных исследованиях Антарктиды и ее шельфа, стимулами которых служили как стремление к познанию окружающей среды, так и решение разнообразных практических задач, связанных с инфраструктурой полевых геологических баз, полярных станций.

Изучение изменений местных природных экосистем при активизации деятельности человека в высоких широтах является важнейшей составляющей при познании окружающей среды шестого континента, поскольку без оценки изменений местных экосистем в каждом конкретном случае невозможна целостная характеристика на-

правленности на глобальном уровне континентальной изменчивости при антропогенных воздействиях.

Надо подчеркнуть, что одним из информативных показателей, отражающих состояние, изменчивость и устойчивость к антропогенным воздействиям изучаемых природных экосистем, являются микробные консорциумы, сформировавшиеся и развивающиеся в зоне антропогенного воздействия.

Характер определяемых динамических изменений микрофлоры на данных объектах зависит не только от степени антропогенного воздействия, его агрессивности и выраженности, но и от оснащенности и подготовленности аналитической базы, на которой оцениваются обнаруживаемые изменения. Все же тенденции, складывающиеся при развитии исследуемых консорциумов, имеют обобщающий характер, присущий любым имеющимся в зоне исследований бактериальным сообществам, независимо от удельного веса таксонов той или иной видовой принадлежности.

В нашем случае оценка изменений обнаруживаемой микрофлоры выполнялась в полевой микробиологической лаборатории, развернутой на борту судна.

В настоящем исследовании микробиологическая составляющая антропогенной нагрузки оценивалась в почве и поверхностных грунтах, полученных с территории полевой базы Дружная-4 в течение четырех лет (сезоны 52-й, 56-й, 58-й и 60-й РАЭ).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Общей уровень бактериального присутствия на всех точках отбора проб с территории базы по усредненному показателю общемикробное число (ОМЧ) в сезон 58-й РАЭ составил 210×10^4 микробных тел на грамм (м.т./г) (табл. 3). Это в 7,5 раз меньше, чем усредненный уровень данного показателя для станции, выявленный при исследованиях в сезоне 56-й РАЭ, соответственно $1577,0 \times 10^4$ м.т./г (табл. 2). И примерно в 1,5 раза больше значений показателя в сезоне 52-й РАЭ (табл. 1). В 60-й РАЭ усредненный показатель ОМЧ в тех же точках отбора проб поверхностного грунта составил $859,6 \times 10^4$ м.т./г (табл. 4), что в 4 раза превышает уровень в 58-й РАЭ и в 6 раз — значения в 52-й РАЭ, но все равно ниже общего количества микроорганизмов в грунте, обнаруженного в сезоне 56-й РАЭ (1577×10^4).

Выявленную флюктуацию значений расчетных показателей от сезона к сезону, если она составляет не более одного порядка, можно рассматривать как слабую адаптационную реакцию консорциума микроорганизмов (Ананьева, 2003; Шлегель, 1987) на изменчивость климатических условий на территории станции. Иллюстрацией этого явления может быть рис. 1, отражающий изменчивость расчетных характеристик бактериальной составляющей на базе Дружная-4 в сезоны 52-й, 56-й, 58-й и 60-й РАЭ.

Как очевидно из приведенных на рис. 1 данных, на всех питательных средах и при всех условиях инкубации усредненные значения расчетных показателей от 52-й, 58-й и к сезону 60-й РАЭ имеют незначительные колебания, которые можно рассматривать как естественные флюктуации. При этом наибольшие значения расчетных характеристик наблюдались в период сезона 56-й РАЭ. В других сезонах вычисляемые расчетные показатели были ниже. Однако тенденции в распространенности и взаимном количественном соответствии различных микробных групп оставались неизменными от сезона к сезону (см. рис. 1).

Расчет численности микроорганизмов, развивающихся на различных средах и при разных температурах инкубации, показал, что удельный вес микроорганизмов,

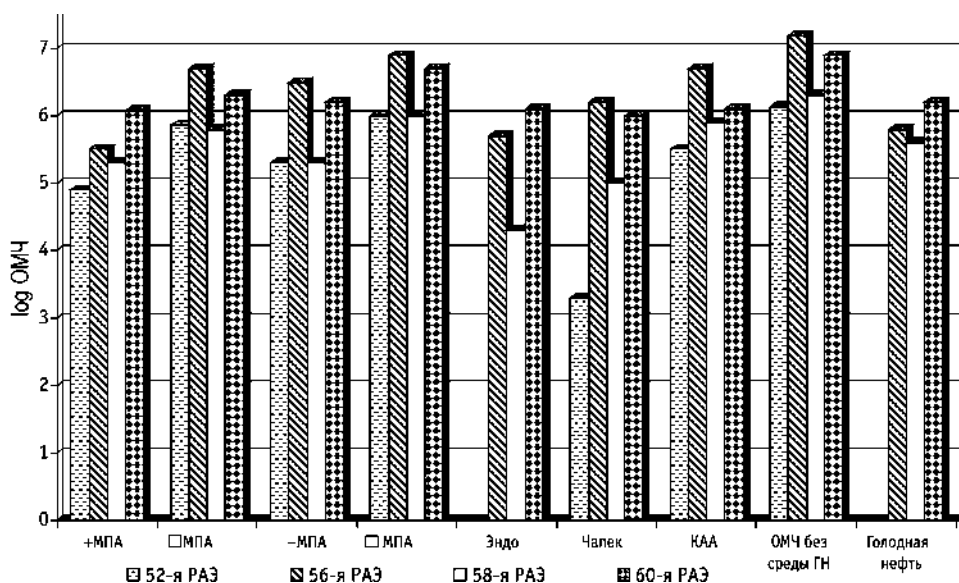


Рис. 1. Изменчивость вычисленных характеристик бактериальной составляющей на базе Дружная-4 в сезоны 52-й, 56-й, 58-й и 60-й РАЭ.

вегетирующих на средах с органическим азотом в различных температурных режимах, составлял до 74 % от численности всего усредненного микробного консорциума (52-я РАЭ). В сезоне 56-й РАЭ этот показатель составил лишь 53,3 %, а в сезоне 58-й РАЭ он снизился уже до 52,9 %, но к сезону 60-й РАЭ он снова увеличился и прежде всего за счет бактерий, развивающихся на среде Эндо, элективной для кишечной группы микроорганизмов (рис. 2).

Среди микроорганизмов, развивающихся на средах с органическими формами азота (52-я РАЭ, табл. 1), на долю бактерий, тяготеющих к повышенным температурам

Таблица 1

Бактериологическое исследование грунта на станции Дружная в сезоне 52-й РАЭ										
Сквозной номер пробы	Рост на различных бактериальных средах при температурах 36,5 °С, 20 °С, 5 °С									
	+МПА	±МПА	-МПА	ΣМПА	Эндо	Чапек	КАА	КАА/	ОМЧ	log
	·10 ⁴ 36,5 °С	·10 ⁴ 20 °С	·10 ⁴ 5 °С	·10 ⁴		·10 ⁴ 20 °С	·10 ⁴ 20 °С	±МПА	·10 ⁴	ОМЧ
75	0,06	0,87	0,57	1,5	—	0,54	4,0	2,7	6,04	4,8
76	—	0,31	0,1	0,41	—	0,34	3,0	7,3	3,75	4,6
77	6,0	10,4	56	72,4	—	0,13	3,03	0,04	75,56	5,9
78	0,04	5,3	24	29,34	—	0,35	16,0	0,55	45,69	5,7
79	1,0	1,2	0,8	3,0	—	0,3	0,37	0,12	3,67	4,6
80	—	0,21	0,12	0,33	—	0,07	0,01	0,03	0,41	3,6
81	0,02	1,5	1,4	2,92	—	0,03	1,2	0,41	4,15	4,6
82	0,01	1,2	0,2	1,41	—	—	8,8	6,24	10,21	5,0
83	47,2	638,0	96,0	781,2	—	1,0	281,0	0,36	1063,69	7,0
Среднее значение	7,89	73,22	19,91	101,02	—	0,22	35,27	0,35	136,51	6,1
log	5,8 %	53,6 %	14,6 %	74 %	—	0,2 %	25,8 %	—	100 %	—
	4,9	5,86	5,3	6,0	—	3,3	5,5	—	6,14	—

Таблица 2

Бактериологическое исследование грунта на станции Дружная в сезоне 56-й РАЭ

Сквозной номер пробы	Рост на различных бактериальных средах при температурах 36,5 °С, 20 °С, 5 °С									
	+МПА 10 ⁴ 36,5 °С	±МПА 10 ⁴ 20 °С	–МПА 10 ⁴ 5 °С	ΣМПА 10 ⁴	Эндо 10 ⁴ 36,5 °С	Чапек 10 ⁴ 20 °С	КАА 10 ⁴ 20 °С	КАА/ ±МПА	ОМЧ 10 ⁴ без ГН	Голодная нефть (ГН) 20 °С
1д	–	2,0	0,6	2,6	–	–	4,0	1,5	6,6	20,0
2д	1,0	0,2	–	1,2	–	–	–	–	1,2	1,0
3д	–	–	–	–	–	–	–	–	–	5,8
4д	4,8	1600	800,0	2404,8	40,0	5,0	1200,0	0,499	3649,8	160,0
5д	2,11	4,0	11,2	17,31	–	1,6	10,0	0,5777	28,91	20,0
6д	–	52,0	24,0	76,0	–	0,3	48,0	0,63	124,3	80,0
7д	148,0	1600	680,0	2428,	88,0	816,0	1600	0,66	4932	160,0
8д	1,0	140,0	384,0	525,0	–	0,14	232,0	0,44	757,14	120,0
9д	1,0	3,6	0,4	5,0	–	–	1,0	0,2	6,0	1,1
10д	0	1440	1000	2544,	13,4	184	1600	0,63	4341,4	120,0
11д	7,2	0,2	3,0	10,36	–	–	0,35	0,03	10,71	0,3
Среднее значение	33,6 2,1%	484,2 30,7 %	322,6 20,5 %	840,4 53,3 %	47,1 3 %	167,8 10,6 %	521,7 33,1 %	0,62	1577 100 %	62,6
log	5,5	6,7	6,5	6,9	5,7	6,2	6,7		7,2	5,8

Таблица 3

Бактериологическое исследование грунта на станции Дружная-4 в сезоне 58-й РАЭ

Сквозной номер пробы	Рост на различных бактериальных средах при температурах 36,5 °С, 20 °С, 5 °С										
	+МПА 10 ⁴ 36,5 °С	±МПА 10 ⁴ 20 °С	–МПА 10 ⁴ 5 °С	ΣМПА 10 ⁴	Эндо 10 ⁴ 36,5 °С	Чапек 10 ⁴ 20 °С	КАА 10 ⁴ 20 °С	КАА/ ±МПА	ОМЧ 10 ⁴ без ГН	log ОМЧ	Голодная нефть (ГН) 20 °С
1	–	6,0	0,8	6,8	–	2,0	3,0	0,44	11,8	5,1	0,16
2	17,2	89,0	3,0	109,2	–	0,4	68,0	0,62	177,6	6,2	1,0
3	12,0	38,0	8,0	58,0	–	16,0	69,0	1,19	143,0	6,2	88,0
4	4,0	34,0	14,4	52,4	–	68,0	53,0	1,0	173,4	6,2	48,0
5	2,0	21,0	5,0	28,0	–	19,2	53,0	1,89	100,2	6,0	36,0
6	0,01	560,0	208,0	768,0	–	11	416,0	0,54	1195	7,1	164,0
7	–	20,0	2,0	22,0	–	0,5	55,0	2,5	77,5	5,9	6,0
8	82,0	18,0	3,0	103,0	–	5,0	15,0	0,15	123,0	6,1	35,0
9	96,0	33,6	1,4	131,0	3,5	2,0	5,0	0,04	141,5	6,2	35,0
10	0,2	1,0	0,3	1,5	–	2,0	2,1	1,4	5,6	4,8	7,0
11	0,05	4,0	2,0	8,05	–	0,5	2,0	0,25	10,55	5,0	28,0
12	2,9	36,0	1,0	39,9	–	3,0	71,0	1,78	113,9	6,1	26,0
13	0,3	197,0	27,0	224,3	–	10,0	500,0	2,23	734,3	6,9	80,0
14	48,02	0,2	0,02	48,24	–	0,23	2,0	0,04	50,47	5,7	0,26
Фон 15	21,0	1,0	0,06	22,06	0,7	0,03	0,25	0,01	23,04	5,4	43,0
Среднее значение	22,0 10,5 %	70,6 33,6 %	18,4 8,8 %	111,0 52,9 %	2,11 %	9,3 4,4 %	87,6 41,7 %	0,79	210,0 100 %	6,3	39,8
log	5,3	5,8	5,3	6,0	4,3	5,0	5,9		6,3		5,6

**Санитарно-бактериологическая оценка грунта на сезонной базе Дружная-4
в сезоне 60-й РАЭ**

Сквозной номер пробы	Бактерии на МПА (колониеобразующие единицы на грамм)			Бактерии группы кишечной палочки. Эндо ·10 ⁴ 36,5 °С	Актино- мицеты КАА ·10 ⁴ 20 °С	КАА/ МПА ·10 ⁴ 20 °С	Грибы. Чалек ·10 ⁴ 20 °С	Бактерии на голодном агаре с головой нефтью (ГН) ·10 ⁴ 20 °С	Эшби. ·10 ⁴ 20 °С	Общее микробное число (ОМЧ) аэробной микрофлоры без ГН и Эшби ·10 ⁴	log ОМЧ	Анаэробы
	+МПА ·10 ⁴ 36,5 °С	±МПА ·10 ⁴ 20,0 °С	-МПА ·10 ⁴ 4-5 °С									
1	—	6,0·10 ⁴	0,26·10 ⁴	—	8,0·10 ⁴	1,28	2,4·10 ⁴	0,36·10 ⁴	10,0·10 ⁴	16,66·10 ⁴	5,2	—
2	1,03·10 ⁴	1,2·10 ⁴	289,0·10 ⁴	—	1,4·10 ⁴	0,63	0,22·10 ⁴	0,24·10 ⁴	0,13·10 ⁴	3,96·10 ⁴	4,6	—
3	0,01·10 ⁴	0,2·10 ⁴	0,11·10 ⁴	—	0,8·10 ⁴	2,5	0,31·10 ⁴	2,0·10 ⁴	0,02·10 ⁴	1,43·10 ⁴	4,2	—
4	29,0·10 ⁴	347,0·10 ⁴	110,0·10 ⁴	0,07·10 ⁴	228,0·10 ⁴	0,47	160,0·10 ⁴	60,0·10 ⁴	208,0·10 ⁴	874,07·10 ⁴	6,9	< 10 ² ,
5	0,5·10 ⁴	1,0·10 ⁴	0,3·10 ⁴	—	1,2·10 ⁴	0,67	2,0·10 ⁴	7,0·10 ⁴	0,16·10 ⁴	5,0·10 ⁴	4,7	—
6	—	3,4·10 ⁴	2,68·10 ⁴	0,14·10 ⁴	5,4·10 ⁴	0,89	160,0·10 ⁴	8,0·10 ⁴	9,4·10 ⁴	171,62·10 ⁴	6,2	—
7	1,0·10 ⁴	4,0·10 ⁴	1,14·10 ⁴	—	6,0·10 ⁴	0,98	14,0·10 ⁴	200,0·10 ⁴	47,0·10 ⁴	26,14·10 ⁴	5,4	10 ² < 10 ³
8	1280·10 ⁴	1200,·10 ⁴	720,0·10 ⁴	520,0·10 ⁴	840,0·10 ⁴	0,26	440,0·10 ⁴	800,0·10 ⁴	110,0·10 ⁴	5000·10 ⁴	7,7	< 10 ²
9	0,11·10 ⁴	160,0·10 ⁴	344,0·10 ⁴	—	207,0·10 ⁴	0,41	88,0·10 ⁴	9,0·10 ⁴	240,0·10 ⁴	799,11·10 ⁴	6,9	< 10 ²
10	—	4,0·10 ⁴	1,5·10 ⁴	—	5,0·10 ⁴	0,91	2,0·10 ⁴	0,12·10 ⁴	1,3·10 ⁴	12,5·10 ⁴	5,1	—
11	2,2·10 ⁴	2,0·10 ⁴	0,9·10 ⁴	—	21,0·10 ⁴	4,1	11,0·10 ⁴	1,2·10 ⁴	7,0·10 ⁴	37,1·10 ⁴	5,6	—
12	10,0·10 ⁴	1,0·10 ⁴	0,02·10 ⁴	—	1,0·10 ⁴	0,09	0,07·10 ⁴	0,05·10 ⁴	0,04·10 ⁴	12,09·10 ⁴	5,1	—
13	7,0·10 ⁴	1200,·10 ⁴	960,0·10 ⁴	7,6·10 ⁴	485,0·10 ⁴	0,22	440,0·10 ⁴	1200,0·10 ⁴	1280,·10 ⁴	3099,6·10 ⁴	7,5	10 ² < 10 ³
14	0,01·10 ⁴	0,9·10 ⁴	0,28·10 ⁴	—	0,01·10 ⁴	0,01	2,2·10 ⁴	0,06·10 ⁴	0,02·10 ⁴	3,4·10 ⁴	4,5	—
Средние значения	121,0·10 ⁴ 14,1 %	209,3·10 ⁴ 24,3 %	173,6·10 ⁴ 20,2 %	132,0·10 ⁴ 15,4 %	129,3·10 ⁴ 15,0 %	0,26	94,4·10 ⁴ 11,0 %	163,4·10 ⁴	136,6·10 ⁴	859,6·10 ⁴ 100 %	6,9	—
log	6,1	6,3	6,2	6,1	6,1		6,0	6,2		6,9		

(36,5 °C), пришлось лишь 5,8 %, на микробы, вегетирующие при 20 °C, — 53,6 %, а количество микроорганизмов, растущих при температурах 1–5 °C составило 14,6 %. В период сезона 56-й РАЭ (табл. 2) процентное соотношение данных групп составляло соответственно 2,1 %, 30,7 % и 20,5 %. В сезон 58-й РАЭ (табл. 3) это соотношение уже было 10,5 %, 33,6 % и 8,8 % соответственно, а в сезоне 60-й РАЭ данное соотношение составляло 14,1 %, 24,3 % и 20,2 % соответственно (табл. 4). Таким образом, очевидна предрасположенность бактерий и вообще микроорганизмов, составляющих микробное сообщество, в районе базы Дружная к пониженным температурам, что не свойственно для обычной сапрофитной микрофлоры в местах дислокации жилых зданий и баз в зонах с более умеренными климатическими условиями.

В сезоне 52-й РАЭ количество грибов на среде Чапека составляло около 0,2 % и примерно 26 % от общей численности микроорганизмов выпадало на долю актиномицет и бактерий, развивающихся на среде с минеральным азотом (КАА). В 56-й РАЭ на долю микрофлоры пришлось уже 10,6 %, а актиномицеты составляли 33,1 % от всей выявленной микрофлоры. К сезону 58-й РАЭ процентное количество грибов снизилось до 4,4 % на фоне роста актиномицет до 41,7 % во всем консорциуме, а в сезон 60-й РАЭ численность грибной флоры снова возросла до 11 % на фоне снижения актиномицет до 15 % (табл. 1–4). Следовательно, на лицо флюктуация показателей численности данных видов микроорганизмов в консорциуме, но с сохранением общего удельного веса в сообществе в пределах около 30 %.

Отношение численности роста микрофлоры на крахмально-аммиачном агаре к числу микробных форм, развивающихся на средах с органическим азотом, по данным 52-й РАЭ (см. табл. 1), составило в среднем почти 0,35. При этом на отдельных участках территории базы отмечалось явное увеличение этого коэффициента даже до 7,3 (фоновая проба № 75 — участок горы Лэндинг, участок около модульного пункта переработки отходов — № 76, № 82 — место хранения отходов в бочках).

В сезоне 56-й РАЭ усредненное значение отношения $КАА/\pm МПА$ уже составляло 0,62, а в сезоне 58-й РАЭ значения этого коэффициента составили 0,79 (см. табл. 2 и 3). Таким образом, в грунтах на территории базы к 58-й РАЭ наблюдался постоянный рост микроорганизмов, предпочитающих для вегетации среды, лишенные органического азота.

В сезоне 60-й РАЭ (табл. 4) наблюдалось резкое снижение средних значений данного отношения $КАА/\pm МПА$ до 0,26. Вероятно, это обусловлено снижением численности актиномицет и флоры, развивающейся на средах с минеральными формами азота (КАА), на фоне достаточно высокого уровня присутствия микрофлоры, вегетирующей на средах с органическим азотом (МПА, Эндо).

Возможно, подобное явление объясняется высокой численностью хемолитотрофных (автотрофных) микроорганизмов, эндемичных для природных зон береговой Антарктиды в различных регионах континента. Виды, присущие данной группе, активно развиваются на средах с минеральными формами азота (КАА) (Клевенская и др., 1970). Их рост и определяет повышенную численность микробных форм на крахмально-аммиачном агаре, и, как следствие этого, наблюдаются высокие значения коэффициента деградации даже в фоновой пробе. Кратковременное воздействие аллохтонной микрофлоры (привнесенной человеком на станцию), вероятно, нивелируется последующим зимним периодом и позволяет автохтонной микрофлоре не только выживать, но и активно развиваться, используя в качестве питательных субстратов

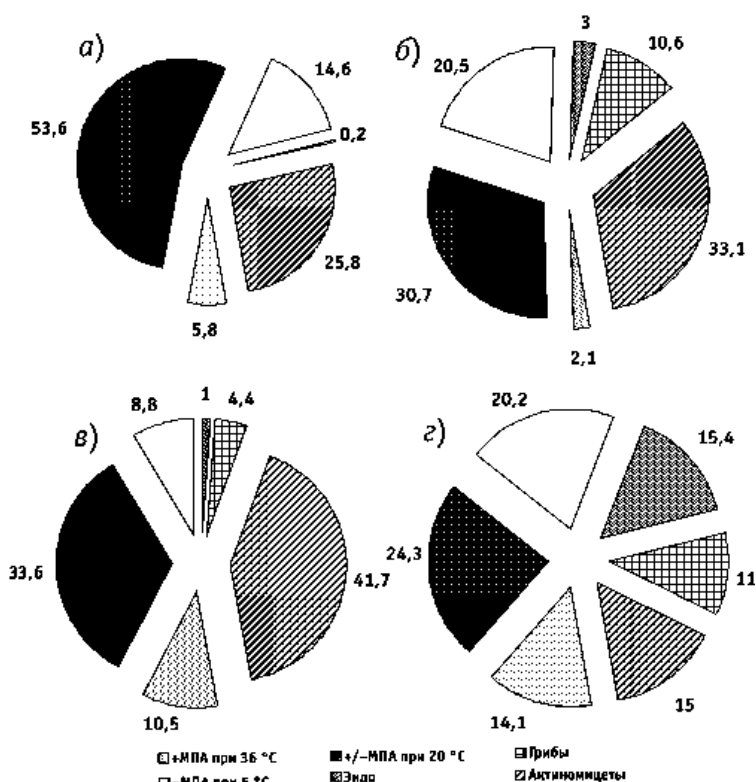


Рис. 2. Рост микроорганизмов на различных средах при разных температурных режимах в пробах со станции Дружная-4: а — в сезоне 52-й РАЭ, б — в сезоне 56-й РАЭ, в — в сезоне 58-й РАЭ, г — в сезоне 60-й РАЭ.

остатки хозяйственной деятельности человека в короткий сезонный период. Там же, где визуально наблюдается свежее антропогенное загрязнение (например, слив из канализационной сети на камбузе — проба № 83 (данные 52-й РАЭ)), несмотря на высокие значения микроорганизмов, развивающихся на минеральном азоте ($281 \cdot 10^4$ м.т./г), превалирование микрофлоры, вегетирующей на средах с органическим азотом, является бесспорным. Оно и определяет значение коэффициента деградации органических остатков в пробе № 83 ниже 0,4 при суммарной МПА равной $781,2 \cdot 10^4$ м.т./г (см. табл. 1).

Бактерии собственно группы кишечной палочки не были обнаружены ни в одной из анализируемых проб грунта с базы. Зафиксированный на среде Эндо рост микроорганизмов (см. табл. 2–4) был обусловлен выявлением аборигенных псевдомонад, и это косвенно может указывать на благоприятные в эпидемиологическом отношении, в этом вновь формирующемся сообществе, условия на станции. Тем не менее рост присутствия микроорганизмов, вегетирующих на среде Эндо, от сезона к сезону может быть опосредованно связан с постепенным увеличением процентного содержания в консорциуме микрофлоры представителей не аборигенной флоры, а привнесенной из широт с более умеренным климатом. И хотя среди них не выявляется представителей группы кишечной палочки, но потенциально в этом вновь формируемом сообществе могут обнаруживаться небезразличные для здоровья человека микроорганизмы.

Постепенный колебательный рост от сезона к сезону численности микроорганизмов, развивающихся на средах с органическим азотом — МПА (рис. 2) при температурах 5–20 °С, может свидетельствовать о приспособляемости привнесенной аллохтонной микрофлоры к новым климатическим условиям, что позволяет предположить постепенное формирование нового эколого-трофического консорциума микрофлоры в поверхностных грунтах территории базы.

ВЫВОДЫ

Исследования на базе Дружная-4 позволяют сделать следующие выводы.

На всех питательных средах и при всех условиях инкубации усредненные значения расчетных показателей от 52-й к 60-й РАЭ имеют незначительные колебания, которые можно рассматривать как естественные флуктуации. При этом наибольшие значения расчетных характеристик наблюдались в период сезона 56-й РАЭ. В других сезонах вычисляемые расчетные показатели были ниже. Однако тенденции в распространности и взаимном количественном соответствии различных микробных групп оставались неизменными от года к году.

Обнаружен постепенный колебательный рост от сезона к сезону численности микроорганизмов, развивающихся на средах с органическим азотом при температурах 5–20 °С, что может свидетельствовать о приспособляемости привнесенной аллохтонной микрофлоры к новым климатическим условиям. Это позволяет предположить постепенное формирование нового эколого-трофического консорциума микрофлоры в поверхностных грунтах территории базы.

Систематические и регулярные, для каждого сезона, природоохранные мероприятия (применение песчано-гравийных фильтров очистки серых вод, переработка твердых бытовых, камбузных отходов и отработки ГСМ в модульном пункте комплексной переработки отходов), проводимые на базе, вероятно, в значительной степени способствуют не только сохранению составляющих элементов природной среды, но и формируют необходимые компоненты и условия для ее восстановления (Пунтус и др., 2007).

Выявлено постепенное снижение расчетного индикатора общей численности микроорганизмов (ОМЧ) на фоне уровня микрофлоры, вегетирующей при пониженных температурах инкубации. Это можно рассматривать как один из признаков постепенного восстановления аборигенной для климатических и географических условий станции микрофлоры.

Анализ бактериального присутствия на полевой геологической базе Дружная-4 показал, что на момент последнего исследования в 60-й РАЭ санитарно-бактериологическую обстановку на станции можно считать в целом благоприятной и не угрожающей здоровью работающего на ней коллектива полярников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ананьева Н.Д. Микробиологические аспекты самоочищения и устойчивости почв. М.: Наука, 2003. 223 с.
- Клевенская И.Л., Наплекова Н.Н., Гантимурова Н.И. Микрофлора почв Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1970. 222 с.
- Шлегель Г. Общая микробиология / Перевод с немецкого, под ред. чл.-корр. АН СССР Е.Н. Кондратьевой. М.: Мир, 1987. 567 с.

Пунтус В.А., Тешебаев Ш.Б., Ремнев А.С., Гордеев В.В. Комплексная переработка отходов полярной станции в блочно-комплектном исполнении // Вестник гражданских инженеров. 2007. № 4 (13). С. 57–61.

SH.B. TESHEBAEV, A.S REMNEV, A.L. PANIN

MICROBIOLOGICAL COMPONENT OF GROUNDS IN THE AREA OF FIELD GEOLOGICAL CAMP IN ANTARCTICS

During four field seasons (Russian Antarctic Expeditions 52, 56, 58, 60), we estimated anthropogenic-induced variations of microflora in soils and surface grounds in the area of Druzhnaya-4 field camp. Systematic and regular environmental protection activities were found to have a significant influence on the character and recovery intensity of microbiota that is indigenous to the geographical and climatic conditions of the territory of the camp.

Keywords: Antarctica, anthropogenic impact, microflora in grounds, environmental measures.

СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА ЛЕДОВЫХ НАГРУЗОК ДЛЯ СУДОВ И ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ.

К ВОПРОСУ О СОЗДАНИИ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА СОСТОЯНИЯ ОБЪЕКТА

*мл. науч. сотр. П.В. МАКСИМОВА, ст. науч. сотр. Н.А. КРУПИНА,
канд. тех. наук В.А. ЛИХОМАНОВ, ст. науч. сотр. А.В. ЧЕРНОВ,
вед. инженер И.А. СВИСТУНОВ*

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

Рассмотрены основные аспекты проектирования систем мониторинга ледовых нагрузок, их назначение и состав измерительной части. Приведено описание систем мониторинга ледовых нагрузок, эксплуатирующихся на мосту Конфедерации (Канада) и платформе Моликпак (Россия). В качестве примера разработки системы мониторинга ледовых нагрузок для судна ледового плавания представлена система для научно-экспедиционного судна «Академик Трёшников», спроектированная по техническому заданию отдела ледовых качеств судов ААНИИ.

Ключевые слова: система мониторинга, инженерные сооружения, ледовые нагрузки, безопасная эксплуатация в ледовых условиях.

В 1995 г. по заказу ЦКБ МТ «Рубин» в ААНИИ в отделе ледовых качеств судов при участии сотрудников отдела ледового режима и прогнозов была разработана концепция системы мониторинга внешних нагрузок на платформу Приразломная и предварительный проект такой системы с описанием ее структуры. Система предназначалась для фиксирования внешних природных факторов, влияющих на эффективность и безопасность эксплуатации данного инженерного сооружения. Под внешними факторами понимаются различные метеорологические явления: дождь, снег, обледенение, сильный ветер, — затрудняющие или исключающие нормальную работу платформы. Однако наиболее опасным фактором внешних воздействий являются ледовые нагрузки, в результате которых сооружение не только может получить локальные повреждения основных несущих конструкций, но может возникнуть опасность для существования сооружения в целом. По мнению авторов, в состав комплексной автоматизированной системы должен входить блок принятия решений, сигнализирующий операторам о необходимости принятия мер для повышения безопасности по эксплуатации сооружения. Система мониторинга ледовых нагрузок (СМЛН) на элементы конструкции любого инженерного сооружения, работающего во льдах, должна являться основной неотъемлемой частью системы мониторинга состояния объекта.

Необходимо отметить, что к этому времени в ААНИИ уже были опробованы варианты систем мониторинга ледовых нагрузок на корпуса судов, предупреждающих о возникновении в связях корпуса уровня напряжений, приближающегося к опасным значениям. В последствии эти разработки были учтены и реализованы в системах

мониторинга состояния объекта на судах, в частности на танкерах американской компании Exxon Mobil, работающих в рамках проекта Сахалин-1. Аналогичная система, спроектированная по техническому заданию, разработанному в отделе ледовых качеств судов, функционирует на новом научно-экспедиционном судне «Академик Трёшников».

В состав упомянутой системы, разработанной в 1995 г. для платформы Приразломная, входили приборы и оборудование, предупреждающие оператора о возможных изменениях и ухудшении метеоусловий, изменении направления локального дрейфа льда. Получаемая оператором информация указывала на необходимость применения приемов управления ледовой обстановкой. В настоящей статье основное внимание уделено описанию структуры системы мониторинга ледовых нагрузок как основной составляющей системы мониторинга состояния объекта.

Целью применения систем мониторинга ледовых нагрузок является значительное снижение риска неблагоприятных событий от воздействия льда. Система должна состоять из аппаратной части, основная задача которой — измерение физических величин, и программной части, которая предназначена для обработки значений сигналов и генерации рекомендаций экипажу или операторам СМЛН в случае превышения физическими величинами некоторых пороговых значений.

СМЛН проектируется с учетом типа объекта, особенностей его конструкции и возможных сценариев взаимодействия с ледяными образованиями. В любом случае, при контакте с ледяным образованием возникает как глобальная, так и локальная ледовая нагрузка. Соответственно, СМЛН должна иметь две относительно независимые подсистемы контроля:

- подсистема мониторинга локальных ледовых нагрузок — мониторинг напряженно-деформированного состояния перекрытий ледового пояса. Эта подсистема по косвенным измеряемым параметрам (деформациям, напряжениям, прогибам) оценивает степень близости состояния конструкции к недопустимому уровню;
- подсистема мониторинга глобальных ледовых нагрузок для оценки действующих на объект со стороны ледяного покрова общих вертикальных и горизонтальных усилий и сравнения их с критическими значениями.

Подсистема мониторинга локальных ледовых нагрузок предназначена для оценки параметров нагрузок на ледовый пояс объекта при воздействии льда и сравнения их с допускаемым уровнем локального нагружения. При разработке такой системы следует учитывать особенности конструкции ледового пояса. При наличии технической возможности датчики устанавливаются непосредственно на конструктивные элементы ледового пояса.

Подсистема мониторинга глобальных ледовых нагрузок предназначена для определения горизонтальной силы, действующей на объект, а также опрокидывающего и скручивающего моментов, вызванных этой силой. Непосредственное измерение сил и моментов, как правило, невозможно. Поэтому необходимо применять методы оценки сил и моментов через показания датчиков, наиболее чувствительных к компонентам глобальной нагрузки. Номенклатура измерителей определяется в зависимости от типа объекта. Например, для платформ типа TLP (tension-leg platform) измерителями глобальной нагрузки будут, в первую очередь, датчики деформаций, установленные в гибких связях. Применительно к судам для определения глобальных нагрузок датчики устанавливаются в миделевой части корпуса на палубе, обшивке днища, вертикальном киле.

В дополнение к измерителям в систему мониторинга ледовых нагрузок должен входить блок обработки сигналов датчиков, способный выполнять следующие задачи:

- оценивать ледовую нагрузку по показаниям датчиков системы с учетом дополнительных эксплуатационных и конструктивных факторов;
- сравнивать оцененную нагрузку с допустимыми параметрами нагружения;
- проводить статистическую обработку в режиме реального времени оцененных параметров ледовой нагрузки, осуществлять краткосрочное прогнозирование развития ситуации и сравнивать прогнозные параметры нагрузки с допустимыми.

В настоящее время существует большое разнообразие технических средств, которые могут использоваться в СМЛН. Выбор датчиков, их характеристик и фирм-производителей должен выполняться при разработке системы мониторинга конкретного объекта.

В составе большинства СМЛН есть группа датчиков для измерения деформаций конструктивных элементов. Поэтому неотъемлемой частью измерительных систем при оценке ледовой нагрузки являются тензометрические датчики. Тензометрический датчик — датчик, преобразующий величину деформации в удобный для измерения сигнал (обычно электрический). Существует множество видов тензометрических датчиков: тензорезистивные, оптико-поляризационные, пьезорезистивные, волоконно-оптические и др.

Среди электронных тензодатчиков наибольшее распространение получили тензорезистивные датчики. Обычно они представляют собой специальную упругую конструкцию с закрепленным на ней тензорезистором и другими вспомогательными деталями. После калибровки по изменению сопротивления тензорезистора можно вычислить деформации, которые будут пропорциональны силе, приложенной к конструкции. На основе тензорезисторных датчиков могут быть созданы измерительные панели для определения контактных ледовых давлений.

Другим видом тензодатчиков, используемых для мониторинга деформаций протяженных конструкций, являются волоконно-оптические датчики на основе решетки Брегга (FBG). Их длина может составлять несколько метров. Такие датчики подключаются к станции сбора данных по волоконно-оптической линии, длина которой может достигать сотен метров. Физический принцип функционирования датчика обеспечивает его надежную работу в течение длительного времени. Такие тензодатчики могут использоваться для измерения как локальных, так и глобальных нагрузок. Например, группа волоконно-оптических датчиков, установленных в диаметральной плоскости судна, даст информацию об общем изгибе под воздействием внешних сил.

Еще одной группой датчиков, используемых в системах мониторинга ледовых нагрузок, являются инклинометры. Как правило, они представляют собой многоосевые акселерометры или гироскопы. Такие датчики позволяют определить отклонения сооружения как в целом от вертикали или от заданного положения, так и контролировать взаимное расположение конструктивных элементов друг относительно друга. С помощью акселерометров можно измерять кинематические параметры движения судна при взаимодействии с ледяными образованиями и определять с помощью полученных данных глобальную ледовую нагрузку.

Перечень датчиков, которые могут использоваться в СМЛН, не ограничивается перечисленными выше.

СМЛН могут устанавливаться на различные объекты: суда ледового плавания, добывающие и буровые платформы, терминалы отгрузки, мосты и маяки, эксплуа-



Рис. 1. Мост Конфедерации.

тирующиеся в ледовых условиях. На данный момент наиболее известные крупные сооружения, где используются СМЛН, — морская ледостойкая стационарная платформа Приразломная (Россия), морская нефтедобывающая платформа Моликпак (Россия), мост Конфедерации (Канада).

Мост Конфедерации (рис. 1) соединяет между собой остров Принца Эдуарда и провинцию Нью-Брансуик, расположенную на материковой части Канады. Длина моста составляет 12,9 км, что делает его самым длинным мостом в мире, эксплуатирующимся в ледовых условиях.

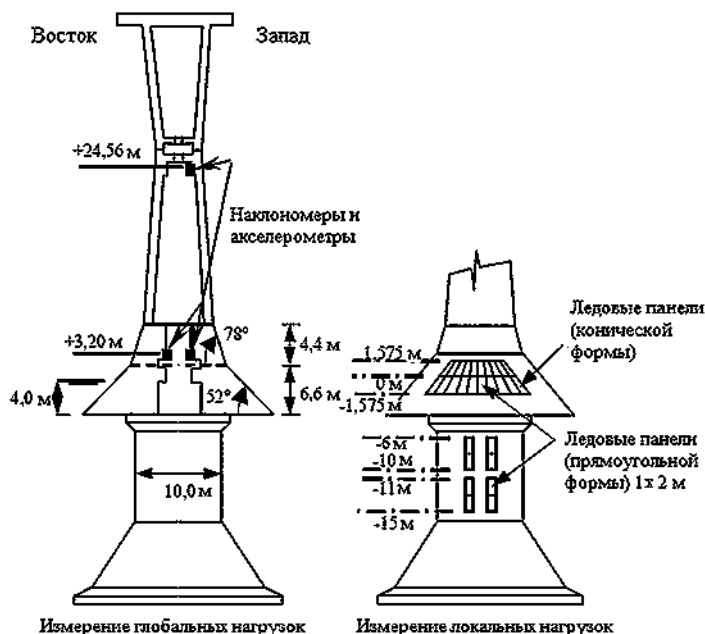


Рис. 2. Схема оборудования опоры моста Конфедерации для измерения ледовых нагрузок.

Для исследования ледовых нагрузок, действующих на мост Конфедерации, была оборудована секция из двух опор. Глобальные ледовые нагрузки определяются путем измерения реакций опор на взаимодействие со льдом с помощью чувствительных двусосных наклономеров, установленных в трех местах на стволах опор. Для обеспечения наилучшего анализа динамических реакций установлены высокочувствительные акселерометры, измеряющие поперечные ускорения.

Для измерения локальных ледовых нагрузок на опоры смонтированы ледовые панели, которые располагаются на коническом ледовом щите, а также на стволе опоры под щитом. Нижние панели предназначены для измерения нагрузок от килей торосов, верхние — для всех остальных ледяных образований. Схема оборудования опоры моста для измерения ледовых нагрузок представлена на рис. 2 (Brown, 2001).

Помимо перечисленного выше оборудования в систему мониторинга входят:

- два гидролокатора, установленных на дне (40 м) вплотную к одной из опор и направленных вверх для измерения подводного профиля ледяных образований;
- акустический доплеровский измеритель течения, установленный рядом с одним из гидролокаторов, для обеспечения сопоставления данных по толщине льда и скорости дрейфа;

- четыре видеокамеры для регистрации ледовых условий: три видеокамеры установлены для контроля кинематики льда, взаимодействующего с опорами, одна видеокамера используется для мониторинга ледовых условий в проливе.

Платформа Моликпак (рис. 3) была построена в 1980 г. как буровая для использования в море Бофорта у побережья Канады. В 1998 г. она была модифицирована как добычная и перетранспортирована в Охотское море, к острову Сахалин на Пилтун-Астохское месторождение. В Охотском море наблюдаются крайне тяжелые ледовые условия, что потребовало установки СМЛН, входящей в состав системы мониторинга состояния объекта, для обеспечения безопасной эксплуатации сооружения. Номенклатура измерителей, установленных на платформу, приведена в таблице 1.

Ледовые нагрузки, действующие на платформу, измеряются с помощью ледовых панелей и тензометрических датчиков. Ледовые измерительные панели установлены



Рис. 3. Платформа Моликпак.

Измерительная аппаратура платформы Моликпак

Тип датчика	Расположение	Количество	Назначение
Ледовые панели	Северная сторона, переборки	18	Ледовая нагрузка (глобальная) и давление
Волновые панели	Переборки	13	Волновая нагрузка и давление
Тензометрические датчики	Ледовый пояс	50	Деформации стальных конструкций и глобальные нагрузки
	Главные переборки	16	
	Грунтовая юбка	8	
Экстензометры	Кессон – палуба	8	Деформации кессона
Акселерометры	Трехосные		Наклонение и динамическая реакция
	Верхняя палуба кессона	2	
	Двухосные		
	Верхняя палуба кессона, верхняя часть грунтового заполнения	8	
	Основание кессона	4	
	Одноосные		
	На уровне палубы с восточной стороны	1	
Датчики давления	Основание	12	Контактное давления грунта
	Грунтовая юбка	14	
Пьезодатчики	Основание	12	Поровое давление воды
	Грунтовая юбка	8	
	Грунтовое заполнение и профили основания	33	
Инклинометр	Грунтовое заполнение и профили основания	10	Угловые деформации
Осадка	Внешние уровни осадки	8	Уровень воды
Уровень балласта	Балластные танки	12	Уровень балласта в танке

как три отдельные группы на северной стенке платформы в местах, где ожидается наиболее частое взаимодействие с ледяными образованиями с учетом преобладающего направления дрейфа льда с севера на юг. Данные, полученные от ледовых панелей, имеют существенное значение, так как они обеспечивают прямое измерение ледовых нагрузок на северную стенку платформы Моликпак, что может быть использовано для вычисления ледовых нагрузок на другие стенки кессона. Тензометрические датчики, которые измеряют напряжения стальных конструкций, установлены на главных переборках платформы таким образом, что позволяют измерять локальные ледовые нагрузки на все четыре стенки платформы, а также глобальные ледовые нагрузки на все сооружение.

Стоит отметить, что некоторые из датчиков были установлены и до сих пор функционируют еще с момента эксплуатации платформы в море Бофорта, в то время как другие были установлены специально для работы платформы в Охотском море (Weiss, Wright, Rogers, 2001).

Для получения полной картины о ледовых нагрузках, действующих на платформу, помимо записи измеряемых параметров, выполняется наблюдение за ледовой обстановкой и мониторинг взаимодействия сооружения со льдом:



Рис. 4. НЭС «Академик Трёшников».

– фиксация наблюдателями с борта информации о параметрах ледяного покрова (сплоченность, размеры льдин, толщина, наличие торосов), скорости и направлении дрейфа льда;

– информация о толщине и перемещении льда, полученная с помощью гидролокаторов, размещенных по периметру платформы;

– фото- и видеозаписи ледовой обстановки, взаимодействия льда с платформой, зоны итерации сооружения со льдом.

Использование СМЛН на стационарных сооружениях имеет большое значение, так как подобная система дает возможность накапливать данные о реакциях конструкции при взаимодействии с различными ледяными образованиями, что позволяет вносить предложения на проектирование новых сооружений для эксплуатации в подобных ледовых условиях.

Использование систем мониторинга ледовых нагрузок на судах ледового плавания не менее важно, чем на стационарных сооружениях. Несмотря на то, что суда могут двигаться избирательно, находя наиболее легкие ледовые условия, ледовые повреждения корпуса появляются достаточно часто. В общем случае СМЛН, установленная на судне, выполняет две основные функции: оперативную и научную. Оперативная функция заключается в том, что на основании текущих показаний датчиков системы мониторинга судоводитель может выбрать оптимальный скоростной режим движения судна в данных ледовых условиях. Научная функция — это сбор и систематизация данных о ледовых нагрузках, действующих на корпус судна в различных ледовых условиях и при различных режимах движения.

В качестве примера разработки и использования СМЛН для судна ледового плавания можно рассмотреть систему для научно-экспедиционного судна «Академик Трёшников» (рис. 4).

СМЛН НЭС «Академик Трёшников» предназначена для повышения безопасности эксплуатации судна в ледовый период навигации, а также с целью исследования ледовых нагрузок при взаимодействии судна со льдом. Техническое задание на проектирование системы разработано в отделе ледовых качеств судов на основе

опыта тензометрирования корпусов судов ледового плавания, берущего свое начало в ААНИИ еще с 1960-х годов. Работа включала обоснованный анализ мест установки датчиков, согласование типов задающих элементов измерительных схем, участие в разработке программного обеспечения, согласование рабочих чертежей мест установки датчиков и их монтажа. В соответствии с техническим заданием, компанией «ТТС» (Технологии точных систем) была спроектирована штатная СМЛН «ТТС-Л1» и смонтирована на судне. Проектирование системы и ее монтаж на судне происходили в тесном контакте сотрудников отдела с проектантами.

Архитектура системы мониторинга представляет собой распределенную сеть измерительных станций, которые собирают информацию с датчиков различных типов, размещенных на судне. В состав измерительного комплекса входят:

- тензометрическая система для регистрации деформаций корпуса судна от изгиба в продольной и вертикальной плоскости;
- шестикомпонентный датчик (ШКМ), имеющий в своем составе три акселерометра и три гироскопа, оси чувствительности которых ориентированы параллельно продольной, поперечной и вертикальной осям судна, что позволяет определять угловые скорости и линейные ускорения корпуса судна.
- оптические датчики, установленные на гребных валах для измерения крутящего момента, частоты вращения и мощности на валах.

Такой состав измерительной части системы позволяет получить полную информацию как о локальных, так и о глобальных нагрузках, действующих на судно.

Основным типом измеряющих элементов тензометрической системы является датчик деформации типа «Разрезная балка», смонтированный на специальном образом подготовленной установочной площадке. Диапазон измерений датчика (± 25 мкм) перекрывает всю зону упругих деформаций вплоть до предела текучести. Системой предусмотрено 107 установочных мест для размещения тензометрических датчиков. На данный момент в системе задействовано около 40 датчиков:

- группа датчиков в носовой части для изучения локальных ледовых нагрузок, возникающих вследствие ударного воздействия льда при движении судна передним ходом;
- группа датчиков в кормовой части для определения параметров локального воздействия на корпус и винторулевой комплекс при движении судна задним ходом;
- группа датчиков в миделевой части для определения параметров локальных воздействий, возникающих в результате ледовых сжатий, а также для определения деформаций при общем продольном изгибе.

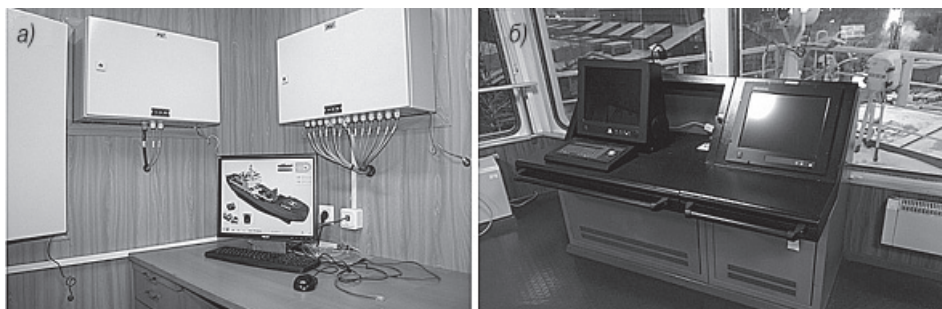


Рис. 5. Клиентские терминалы для доступа к СМЛН: *а* — пост мониторинга состояния судна, *б* — ходовой мостик.

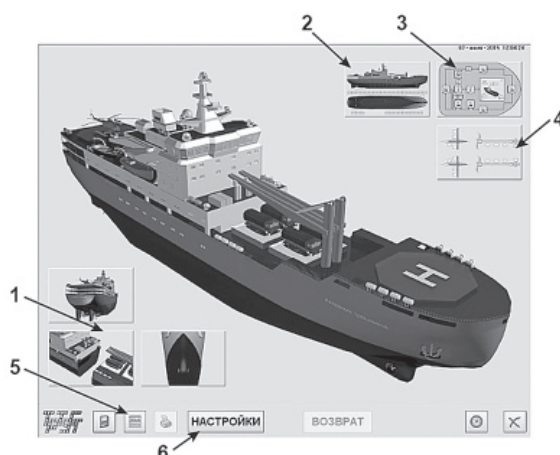


Рис. 6. Главный экран программы для управления СМЛН: 1 — экраны «Корма», «Мидель», «Нос»; 2 — экран «Проекция», 3 — экран «Конфигурация», 4 — экран «Винторулевая группа», 5 — экран «Тенденции», 6 — экран «Настройки».

Для доступа к СМЛН на судне установлено два клиентских терминала. Один находится в посту мониторинга состояния судна (рис. 5а), другой — на ходовом мостике (рис. 5б). Пост мониторинга состояния судна предусматривает рабочее место оператора и рабочее место исследователя. Клиентский терминал, установленный в посту мониторинга, предназначен для доступа к конфигурированию и настройке СМЛН, а также для доступа к архиву записанных данных. Клиентский терминал, установленный на ходовом мостике, представляет собой пульт мониторинга СМЛН, построенный на базе морского сенсорного монитора, который предназначен для выдачи судоводителю информации, поступающей со всех датчиков, без доступа к конфигурированию и настройке СМЛН.

В каждом терминале установлено одинаковое программное обеспечение. Главный экран программы для управления СМЛН представлен на рис. 6.

На экранах «Корма», «Мидель», «Нос» на изометрической проекции корпуса судна отображаются установленные датчики деформации и подсвечиваются цветными точками в зависимости от критичности деформации. Экран «Винторулевая группа» отображает параметры, измеряемые оптическими датчиками, установленными на валах, — крутящий момент, частоту вращения и мощность. Информацию о точном месте расположения всех датчиков деформации и значение нагрузки в процентах для каждого из них можно посмотреть с помощью экрана «Проекция», который представляет собой трехмерные проекции всего корпуса судна. Для более подробного представления информации о деформациях имеется возможность отображать измерительные каналы в реальном времени в графическом виде на экране «Тенденции», а также просмотреть данные, зарегистрированные в различные промежутки времени, но не более 24 часов назад. С помощью экрана «Настройки» осуществляется настройка датчиков и установка уровня допустимого значения нагрузки.

СМЛН может осуществлять непрерывную запись сигналов, поступающих с датчиков, фрагментируя ее на отдельные файлы с задаваемой продолжительностью. В 2014 г. в ОЛКС был разработан и зарегистрирован программный комплекс «Про-

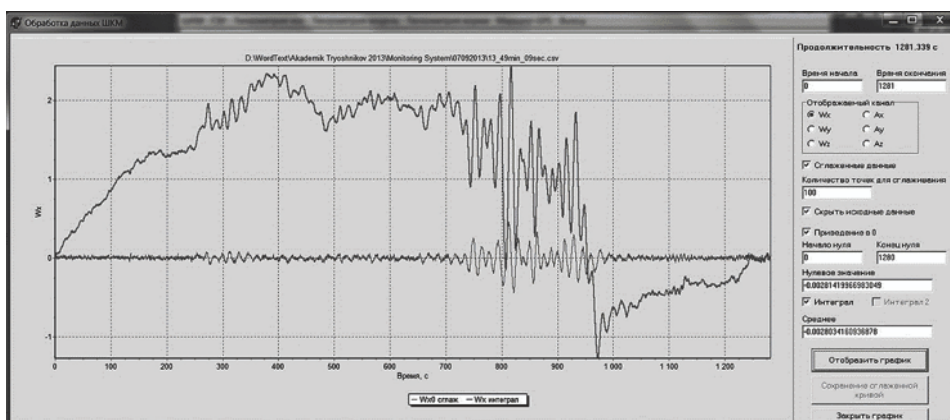


Рис. 7. Программный комплекс «Программа автоматизированной обработки данных измерений штатной судовой системы мониторинга ледовых нагрузок НЭС «Академик Трёшников» — оценка угла крена судна с помощью данных ШКМ».

грамма автоматизированной обработки данных измерений штатной судовой системы мониторинга ледовых нагрузок НЭС «Академик Трёшников»». На рис. 7 показан один из экранов данного программного комплекса, а именно анализ угла крена судна по данным ШКМ.

Первый опыт эксплуатации СМЛН был получен во время испытаний ледовых качеств НЭС «Академик Трёшников» в Антарктиде в феврале 2013 г. С помощью СМЛН записывались необходимые параметры пропульсивного комплекса и значения максимальных напряжений в корпусных конструкциях, на основании которых затем были сделаны выводы о ледовой прочности и ледовой ходкости судна.

Далее эксплуатация СМЛН была продолжена в 2015 г. в течение двух арктических рейсов НЭС к архипелагу Северная Земля. Во время первого рейса наблюдалась тяжелая ледовая обстановка, в результате чего судно заклинивалось в условиях сильных ледовых сжатий, а также часто возникала необходимость работы набегами. За два рейса было получено более 1000 ч записей СМЛН в различных ледовых условиях. Предел текучести корпусной стали для НЭС «Академик Трёшников» составляет 235 МПа. Данные, полученные с помощью СМЛН, показали, что прочность корпуса НЭС достаточна для безопасной навигации в таких ледовых условиях, так как напряжения в конструкции корпуса за время рейсов не превысили 30 % от предела текучести стали. На рис. 8 представлен пример записи одного события, полученного во время форсирования торосов вблизи острова Голомянный архипелага Северная Земля в однолетнем льду с включениями многолетнего толщиной около 2 м. На графике представлены обработанные и переведенные в размерные величины записи реакций тензометрических датчиков в носовой части судна.

Таким образом, штатная СМЛН НЭС «Академик Трёшников» выполняет следующие практические задачи:

- является инструментом для обоснованного выбора судоводителем оптимального режима движения судна в зависимости от ледовых условий;
- позволяет проводить мониторинг состояния корпуса судна во время движения в ледовых условиях;
- накапливает данные об эксплуатационных нагрузках на корпус судна.

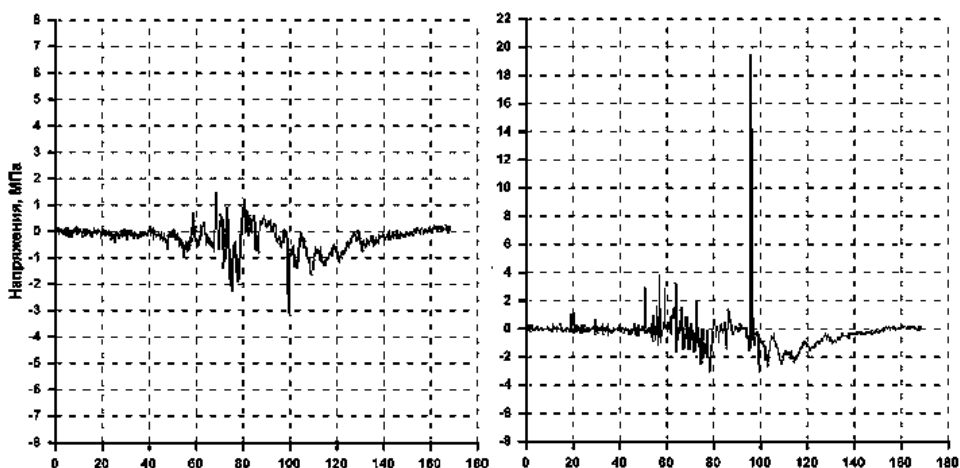


Рис. 8. Пример реакции тензометрических датчиков в носовой части судна на расстоянии 6300 мм (справа) и 7800 мм (слева) от основной плоскости.

Кроме этого, СМЛН выполняет и научные задачи, так как данная система делает НЭС «Академик Трёшников» уникальным инструментом, с помощью которого можно проводить эксперименты по определению ледовых нагрузок на судно без установки дополнительного оборудования.

На данный момент ведутся работы по расширению СМЛН, дополнению ее новыми датчиками, доработке программного обеспечения. Планируется разработка ледового паспорта для НЭС, в рамках которого будет получена конечно-элементная модель судна, с помощью которой будут восстановлены параметры ледовых нагрузок по полученным данным СМЛН.

Система мониторинга ледовых нагрузок является неотъемлемой частью системы мониторинга состояния объекта в целом. Основной задачей СМЛН является обеспечение безопасной эксплуатации инженерного сооружения или судна в ледовых условиях. СМЛН позволяет своевременно реагировать на негативные изменения и оперативно принимать необходимые меры, чтобы существенно снизить риск неблагоприятных событий от воздействия льда.

Получаемые с помощью СМЛН данные могут использоваться не только для практических задач, но и для развития теории взаимодействия судов и сооружений со льдом: исследования деформации и разрушения ледяного поля в условиях натурного эксперимента; исследования фактических реакций корпусных конструкций на ледовые нагрузки; уточнения теоретических и полуэмпирических методов оценки ледовой нагрузки; расширения диапазона исследований в натурных условиях данного направления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Brown T.G.* Four years of ice force observations on the confederation bridge // Proc. International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC). Ottawa, Canada, 2001. Vol. 1. P. 285–298.
- Weiss R.T., Wright B., Rogers B.* In-ice performance of the Molikpaq off Sakhalin island // Proc. International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC). Ottawa, Canada, 2001. Vol. 1. P. 211–222.

ICE LOADS MONITORING SYSTEMS FOR SHIPS AND ENGINEERING STRUCTURES.

ON THE PROBLEM OF CREATING AN OBJECT STATE MONITORING SYSTEM

The main design aspects, purposes and composition of the measuring part of ice loads monitoring systems are considered in this article. The description of ice loads monitoring systems, which are operating at the Confederation bridge (Canada) and at the platform Molikpaq (Russia) is given. As an example of design of an ice loads monitoring system for ships operating in ice is presented the system for the research vessel «Akademik Tryoshnikov» designed according to technical requirement of the department of ships performance in ice, AARI.

Keywords: monitoring system, engineering structures, ice loads, safe operation in ice conditions.

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

УДК 061.62(09)(98)

Поступила 22 сентября 2015 г.

ЛЕДНИК ЛАКТИОНОВА

д-р геогр. наук Л.М. САВАТЮГИН

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

В 1930 г. на карте острова Северный Новой Земли появился новый топоним — безымянному леднику на южном берегу залива Русская Гавань было присвоено имя гидролога и гидрохимика, 30-летнего Александра Федоровича Лактионова, участника организованной Институтом по изучению Севера первой советской высокоширотной экспедиции по комплексному исследованию Карского моря под руководством О.Ю. Шмидта и В.Ю. Визе.

В задачи этой экспедиции также входила смена зимовщиков на острове Гукера (ЗФИ) и организация первой полярной станции на Северной Земле. В распоряжение экспедиции был выделен ледокольный пароход «Г. Седов» (капитан В.И. Воронин), который вышел из Архангельска 15 июля 1930 г., взяв курс на Землю Франца-Иосифа.

В конце июля «Г. Седов» подошел к острову Гукера, доставив в бухту Тихая смену зимовщиков, различное оборудование и припасы. По окончании этой операции судно прошло в залив Русская Гавань (о. Северный Новой Земли), где пополнило запасы угля с пришедшего сюда ледокольного парохода «Сибиряков». В Русской Гавани были проведены океанографические и гляциологические наблюдения и исследования, непосредственное участие в которых принимал и А.Ф. Лактионов, накопивший к тому времени большой морской и экспедиционный опыт.

11 августа «Г. Седов» вышел в море и, обогнув северо-восточную оконечность Новой Земли, направился к северо-востоку, чтобы проверить существование в Карском море острова,

Все года и века, и эпохи подряд –
Всё стремится к теплу от морозов и выюг.
Почему ж эти птицы на север летят,
Если птицам положено только на юг?!

В.С. Высоцкий

предсказанного еще в 1924 г. В.Ю. Визе на основании анализа дрейфа «Св. Анны» — судна экспедиции Г.Л. Брусилова. 13 августа остров действительно был обнаружен и назван в честь В.Ю. Визе.

Экспедиция 1930 г. впервые исследовала северную часть Карского моря, были открыты острова Исаченко, Воронина, Шмидта. 23 августа был открыт остров Длинный, а 24 августа «Г. Седов» стал на якорь у группы небольших островов, названных впоследствии островами Седова. На одном из них — Домашнем — была организована научно-исследовательская станция



Л/п «Г. Седов».



Местоположение ледника Лактионова.

и высажена партия Г.А. Ушакова, состоявшая из четырех человек. На острове Домашний полярники построили новую полярную станцию. В течение двух лет четверо зимовщиков вели там исследования Северной Земли.

Выгрузив станцию и запасы, «Г. Седов» снова направился на север и 31 августа достиг $80^{\circ} 58' \text{ с.ш.}$ Дальнейший путь преградили тяжелые льды. Приблизительно в 2–3 милях от этой точки был обнаружен целиком погребенный под ледяным покровом остров («ледяная шапка»), названный в честь начальника экспедиции островом Шмидта. 14 сентября 1930 г. «Г. Седов» вернулся в Архангельск.

Экспедиция 1930 г. на л/п «Г. Седов» оказалась очень результативной: были сделаны географические открытия (острова Визе, Воронина, Исаченко, Седова, Шмидта), совершено первое плавание вдоль западного побережья Северной Земли, организована зимовка, и произведено много ценных гидрометеорологических наблюдений. Немалая заслуга в этих достижениях принадлежала начинающему полярному исследователю А.Ф. Лактионову, ставшему впоследствии известным советским океанологом, одним из славной плеяды советских полярников 1930-х годов, участвовавших в создании и освоении трассы Северного морского пути.

Александр Федорович Лактионов родился в г. Керчь 12 сентября 1899 г. в многодетной крестьянской семье (у него было еще 4 сестры и 7 братьев). Отец и мать работали по найму. В Керчи он окончил 2-классное училище, а затем в г. Старый Крым в 1919 г. — Учительскую семинарию. В 1919–1923 гг. преподавал в с. Еме-

льяновка (Крымская обл.) в школе II ступени (Декретом ВЦИК от 16.10.1918 г. все школы СССР стали разделяться на 2 ступени: 1-я для детей от 8 до 13 лет (5-летний курс) и 2-я — от 13 до 17 лет (4-летний курс).

Но в 1923 г. у А.Ф. Лактионова появилась возможность участвовать в морских экспедициях, о которых давно мечтал, и он перешел на работу лаборантом-наблюдателем сначала в Керченскую ихтиологическую лабораторию, а затем в 1926 г. — в Азовско-Черноморскую научно-промысловую экспедицию. Здесь судьба свела его с почетным академиком Н.М. Книповичем, под руководством которого он обрабатывал материалы океанографических наблюдений, участвовал во многих походах в Черном и Азовском морях, приобрел большой опыт полевых океанографических исследований.

Определившись с выбором профессии и намереваясь продолжить образование, А.Ф. Лактионов в 1926 г. поступает на физико-математический факультет Ленинградского государственного университета, где в течение трех лет слушает лекции сначала на очном, а затем на заочном отделении, готовясь к сдаче экзаменов экстерном. Однако завершить образование ему не удалось — помешала активная экспедиционная деятельность, ставшая для него самым лучшим университетом. На втором году обучения его, молодого перспективного исследователя, пригласили в Институт по изучению Севера (позднее ВАИ, АНИИ и ААНИИ), где он и проработал всю свою последующую жизнь, пройдя путь от научного сотрудника до руководителя отделов географии, общего ледоведения и океанологии.

Уже летом 1927 г. А.Ф. Лактионов принял участие в арктической экспедиции Института по изучению Севера, основной задачей которой являлось океанографическое обследование северо-восточной части Баренцева моря.

В 1929 г. А.Ф. Лактионов участвовал в историческом походе л/п «Г. Седов» к Земле Франца-Иосифа. Главной целью экспедиции, возглавляемой О.Ю. Шмидтом, В.Ю. Визе и капитаном В.И. Ворониным, была организация научной обсерватории в бухте Тихая на острове Гукера. Экспедиция имела не только научное, но и политическое значение: притязаниям норвежцев на этот архипелаг был положен конец. По результатам исследований А.Ф. Лактионов опубликовал в соавторстве с В.Ю. Визе свои первые научные работы. Сделанные им выводы о химических свойствах льдов и гидрологическом режиме подтвердились дальнейшими исследованиями в других арктических морях.

В 1930 г. А.Ф. Лактионов участвует в экспедиции л/п «Г. Седов» к Северной Земле. Здесь он собирает обширный материал по гидрологии и гидрохимии, физическим свойствам морского льда Карского моря.

В 1931 г. А.Ф. Лактионов уже руководит океанографической экспедицией на пароходе «Ломоносов» на Землю Франца-Иосифа и в северо-западную часть Карского моря. В бухте Тихая (ЗФИ) на территории полярной станции экспедиция организовала самую северную в мире магнитологическую станцию, а в 1932 г. А.Ф. Лактионов стал участником исторического рейса на л/п «А. Сибиряков», впервые совершившем переход по всей трассе Северного морского пути за одну навигацию. На этом переходе ученый выполнял работы по гидрологии, гидрохимии и физико-химическим свойствам морского льда. Его участие в этом рейсе было отмечено орденом Трудового Красного Знамени.

В 1933–1934 гг. А.Ф. Лактионов участвовал в экспедиции на л/п «А. Сибиряков» и возглавлял поход на л/п «Г. Седов» в Карское море. Каждый рейс — это поход в практически неизученные арктические районы, после каждого рейса — обширный научный материал, обработка которого давала ответы на многие важнейшие для науки и практики вопросы.

В последующие три года экспедиционная деятельность А.Ф. Лактионова связана с Высокоширотными экспедициями на л/п «Садко». В первой из них в 1935 г. под руководством Г.А. Ушакова и Н.Н. Зубова (капитан Н.М. Николаев) обследовались северные части Гренландского, Баренцева и Карского морей: были получены обширные научные материалы, открыт остров, названный именем Ушакова, — последнее географическое открытие как в Карском море, так и во всей Советской Арктике, достигнута рекордная ширина свободного плавания в Арктике — $82^{\circ} 41,6'$.



А.Ф. Лактионов в каюте на л/п «Садко», 1935 г.

Вторая экспедиция в 1936 г. под руководством Р.Л. Самойловича и В.Ю. Визе (капитан Н.И. Хромцов) обследовала Баренцево и Карское моря и архипелаг Земля Франца-Иосифа. Экспедиция 1937 г. под тем же, что и год назад, руководством обследовала моря Лаптевых и Восточно-Сибирское, организовала полярную станцию на острове Генриетты в архипелаге. Де-Лонга и окончательно развеяла прекрасный миф о Земле Санникова. Затем «Садко» был направлен на освобождение зажатых льдами судов в Карском море, но и сам попал в ледовый плен в море Лаптевых и остался на зимовку вместе с «Г. Седовым» и «Малыгиним».

По результатам этих экспедиций А.Ф. Лактионовым был написан ряд научных работ по гидрологии, гидрохимии, метеорологии и криологии арктических морей. Эти работы послужили основанием для присуждения ему в 1938 г. ученой степени кандидата географических наук без защиты диссертации.

В эти же годы А.Ф. Лактионов подготовил к печати обширную монографию «Льды полярных морей», восполнившую большой пробел как в отечественной, так и в иностранной научной литературе. Этот труд в 1942 г. был удостоен премии почетного академика Ю.М. Шокальского, учрежденной Главным управлением Северного морского пути.

В 1940 г. А.Ф. Лактионов совместно с Я.Я. Гаккелем публикует «Альбом ледовых образований», который и в настоящее время является настольной книгой полярных ледоисследователей.

С началом Великой Отечественной войны Арктический институт был эвакуирован в Красноярск. В военное время научные сотрудники института работали в Штабах морских операций западного и восточного районов Арктики, обеспечивали флот и авиацию в Арктике ледовыми и гидрометеорологическими прогнозами, принимали участие в ледово-гидрологических патрулях и авиационной ледовой разведке. За выполнение заданий в годы войны А.Ф. Лактионов был награжден орденом Красной Звезды, медалями «За оборону Заполярья» и «За Победу над Германией».

В 1941 г. А.Ф. Лактионов закончил монографию «Атлас ледовитости Карского моря», при составлении которого им была разработана методика обработки многолетних ледовых наблюдений открытого моря и прибрежной полосы. Этот труд был оценен специалистами как выдающаяся научная работа того времени.

Наряду с этим А.Ф. Лактионов публикует ряд историко-географических очерков, наиболее



Обложка книги А.Ф. Лактионова
«Северный полюс».

крупными из которых стали «Северный полюс» и «Северная Земля», выдержавшие 3 издания и посвященные истории исследования Центрального Полярного бассейна.

Перу А.Ф. Лактионова в соавторстве с В.Ю. Визе, П.В. Горбачким и В.К. Есиповым принадлежит трехтомная «Физическая география: Зарубежная Арктика, Антарктика, Советская Арктика».

В 1948 г. состоялась последняя встреча А.Ф. Лактионова с Арктикой — он возглавил комплексную океанографическую экспедицию на ледорезе «Литке», целью которой было исследование возможностей прохода транспортных судов по Великой северной полынье.

В 1949 г. ГУ СМП присвоило А.Ф. Лактионову персональное звание инженер-капитана 1 ранга.

А.Ф. Лактионовым была проведена огромная работа по подготовке высокоширотных воздушных экспедиций, проводившихся в 1948, 1949, 1950, 1954–1958 гг., все последующие годы не прекращал он и активнейшей научной, научно-просветительской и общественной работы. Им опубликовано свыше 100 научных и научно-популярных работ не только по Арктике, но и по Антарктике.

Многочисленные полярные экспедиции и напряженный труд сказались на здоровье Александра Федоровича. В ноябре 1961 г. он пишет рапорт на имя директора ААНИИ А.Ф. Трешникова, в котором просит освободить его от должности руководителя отдела океанографии «в связи с уходом на пенсию», но директор уговаривает его остаться. Через год, в декабре 1962 г., А.Ф. Лактионов пишет новый рапорт с просьбой

«в связи с состоянием здоровья освободить от должности руководителя отдела», на котором А.Ф. Трешников накладывает резолюцию: «С 17 декабря 1962 г. оформить на вакантную должность и.о. ст. научного сотрудника отдела океанографии». В апреле 1963 г. А.Ф. Лактионов был переведен на более легкую работу в отдел научной информации и внешних связей, где он и проработал до конца своих дней, не прекращая активной научной, научно-просветительской и общественной деятельности.

Он прочитал бесчисленное количество лекций в различных научных, общественных, рабочих и студенческих организациях, на фабриках и заводах, в школах и лекториях. А.Ф. Лактионов прекрасно рисовал, любил музыку, играл на нескольких инструментах, у него были «золотые» руки. В круг его общения входили поэт А.Т. Твардовский, полярник и писатель И.С. Соколов-Микитов, он встречался с Ж.-И. Кусто, Туром Хейердалом.

Александр Федорович Лактионов скончался 28 апреля 1965 г.

Вот что пишет о его последних днях жена Елена Владимировна Казеева: «Он знал, что болен тяжело и безнадежно, но ни разу мы в семье не слышали ни одной жалобы, и он даже старался поддержать меня и успокоить. И энтузиазм в работе, и любовь к институту были с ним до последнего его дыхания. Еще 27 апреля он был в институте, а в ночь на 28-е сказал: “Мне совсем нечем дышать”, и через несколько часов умер».

Похоронен А.Ф. Лактионов в Ленинграде на Северном кладбище.

Избранные публикации

Лактионов А.Ф. Глубоководные гидрологические наблюдения / Научные результаты экспедиции на землю Франца-Иосифа летом 1929 г. Под ред. В.Ю. Визе. Труды Северного научно-промысловой экспедиции. 1931. Вып. 49. С. 41–45.

Визе В.Ю., Лактионов А.Ф. Глубоководные гидрологические наблюдения // Труды АНИИ. 1933. Т. 1. С. 43–108.

Лактионов А.Ф. Глубоководные гидрологические наблюдения // Труды АНИИ. 1935. Т. 18. С. 5–63.

Лактионов А.Ф. Наблюдения над поверхностным слоем воды в Баренцевом море в 1931 году // Труды АНИИ. 1935. Т. 18. С. 65–84.

Лактионов А.Ф. Состояние льдов в Баренцевом море и северной части Карского моря по наблюдениям на судне «Ломоносов» в 1931 году // Труды АНИИ. 1935. Т. 18. С. 85–90.

Лактионов А.Ф. Состояние льда в море, омывающем северо-западные берега Земли Франца-

Иосифа в 1932/33 г. (по наблюдениям станции на Земле Франца-Иосифа) // Труды АНИИ. 1935. Т. 34. С. 45–52.

Лактионов А.Ф. Гидрохимические наблюдения на «Сибирякове» в 1932 году // Труды АНИИ. 1935. Т. 33. Вып. 2. С. 65–74.

Лактионов А.Ф. Метеорологические наблюдения, произведенные на судне «Ломоносов» летом 1931 года // Труды АНИИ. 1935. Т. 18. С. 91–104.

Лактионов А.Ф. Метеорологические наблюдения, произведенные на л/п «Седов» и г/с «Таймыр» в 1934 г. // Труды АНИИ. 1936. Т. 64. С. 171–193.

Лактионов А.Ф. Организация полярной станции в районе Северного полюса. // Проблемы Арктики. 1937. № 4. С. 25–36.

Лактионов А.Ф. Операции по снятию станции Северный полюс // Проблемы Арктики. 1938. № 2. С. 15–20.

Лактионов А.Ф. Гидрологический режим антарктических вод // Проблемы Арктики. 1941. № 3. С. 56–73.

Лактионов А.Ф. Международный геофизический год в Антарктике. Л.: Гидрометеорологическое изд-во, 1957. 178 с.

Лактионов А.Ф. Северный полюс. М.: Морской транспорт, 1960. 521 с.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аветисов Г.П. Александр Федорович Лактионов. К 115-летию со дня рождения // Российские полярные исследования. 2014. № 4 (18). С. 56–57.

Дело № 4138. Лактионов Александр Федорович. Архив ААНИИ.

Попов С.В., Троицкий В.А. Топонимика морей Советской Арктики. Л.: Геогр. общество СССР, 1972. 316 с.

Самойлович Р.Л. Работы арктической экспедиции на ледоколе «Седов» в 1930 г. // Природа. 1930. № 11–12. С. 1135–1154.

Справочник по истории географических названий на побережье СССР. ГУНИО МО СССР, 1985. 430 с.

Топографическая карта Архангельской области (Новая Земля, Залив Русская Гавань, М 1:200 000, 1971 г.).

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

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

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

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

Не допускается:

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

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

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

В каждой ячейке таблицы НЕ ДОЛЖНО БЫТЬ более одного абзаца.

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

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

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

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

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

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

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

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

7. *Требования к формулам.*

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

8. *Требования к списку литературы.*

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

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

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

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

За размещение статей в журнале плата НЕ ВЗИМАЕТСЯ.

Всем авторам публикаций бесплатно высылается один экземпляр журнала.

Сборник научных статей
ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ
№ 2 (108)

Подписано в печать 06.06.2016
Формат 70×100 1/16
Тираж 200

Печать офсетная
Печ. л. 7,5
Заказ № 0395938

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