



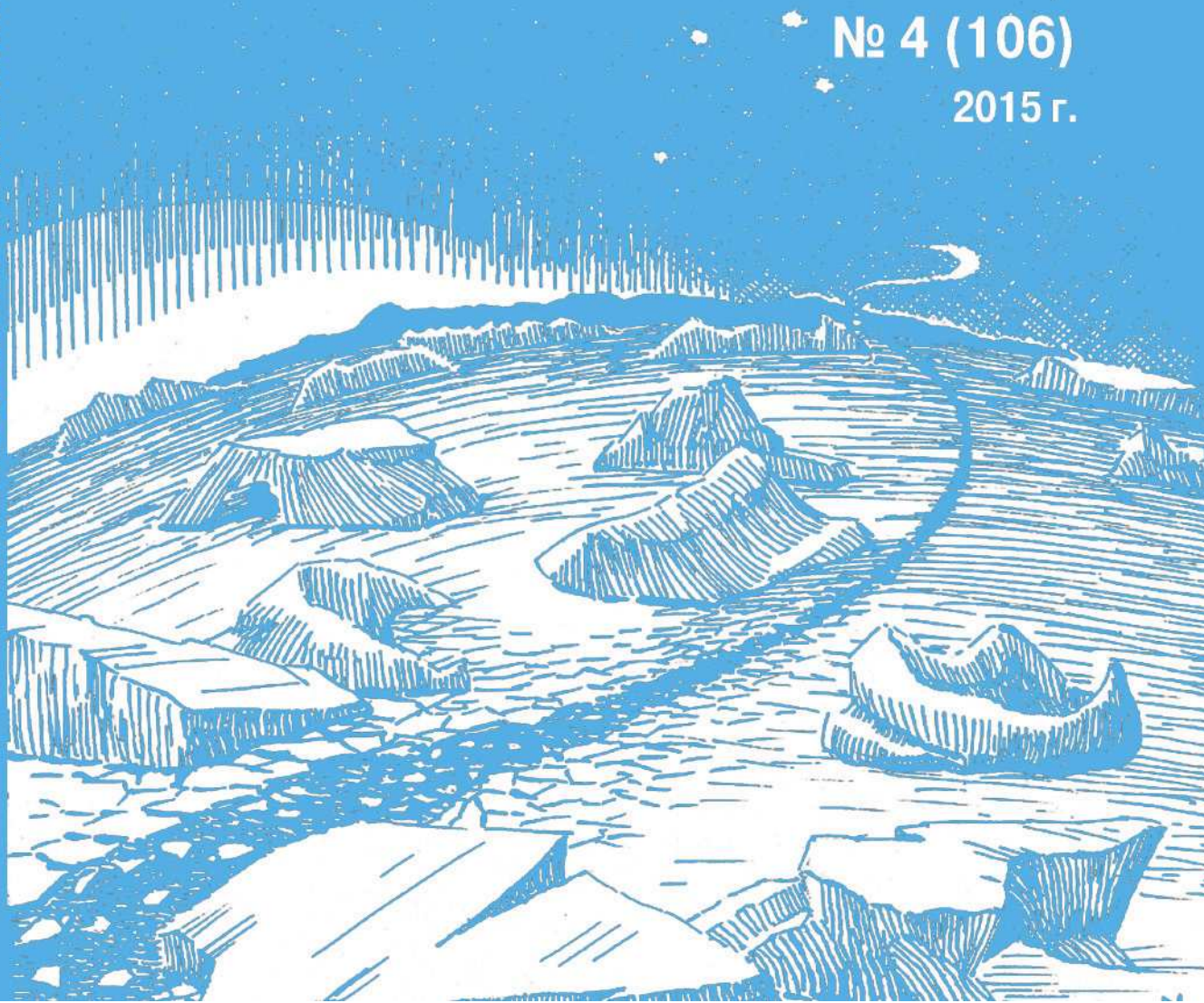
ISSN 0555-2648

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 4 (106)

2015 г.

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ № 4 (106) 2015 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

№ 4 (106)

Издается с июня 1937 г.

Санкт-Петербург
ААНИИ
2015

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)

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 4 (106)

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), 2015

СОДЕРЖАНИЕ

<i>В.Ф. Радионов, Д.М.Кабанов, В.В. Польшин, Д.Е. Савкин, С.М. Сакерин, Е.Е. Сибир.</i> 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.)	5
<i>А.А. Екайкин, В.А. Заровчатский, В.Я. Липенков.</i> Измерение скорости сублимации снега на станции Восток, Центральная Антарктида.....	20
<i>С.Н. Зацепя, Н.А. Дианский, В.И. Журавель, А.А. Ивченко, К.А. Коротенко, В.В. Солбаков, В.В. Становой, В.В. Фомин.</i> Моделирование разливов нефти в море для планирования мероприятий по обеспечению экологической безопасности при реализации нефтегазовых проектов. Часть 1. Методология.....	26
<i>Н.Н. Брызгин.</i> Корректировка месячных сумм твердых осадков для климатических исследований в Арктике	39
<i>М.П. Андреев, Л.Е. Курбатова, В.И. Дорофеев, А.Ю. Иванов.</i> Заносные растения на российских антарктических научных станциях.....	44
<i>С.В. Попов, С.П. Поляков.</i> Результаты гляцио-георадарных опытно-методических работ на морском льду в районе антарктической полевой базы Молодежная в сезон 60-й РАЭ (2014/15 г.).....	54
<i>Л.А. Тимохов, И.В. Поляков, И.Е. Фролов, Х. Кассенс, В.Ю. Карпий, Н.В. Лебедев.</i> Климатические изменения содержания пресных вод в Северном Ледовитом океане и их причины	63
<i>К.Б. Чихачев, В.Я. Липенков.</i> Опыт моделирования нестационарного процесса уплотнения снежно-фирновых отложений в холодной рекристаллизационной зоне льдообразования	76
<i>П.В. Богородский, А.П. Махитас, В.Ю. Кустов, А.С. Грубый, В.В. Мовчан.</i> Динамика сезонного протаивания вечной мерзлоты в районе Гидрометеорологической обсерватории Тикси	88
<i>А.В. Клепиков, М.Д. Ананичева, Е.В. Антонов.</i> О реализации проекта «Действия по адаптации к меняющейся Арктике» для района морей Берингова, Чукотского и Бофорта.....	99
<i>С.Р. Веркулич, З.В. Пушина, М.В. Дорожкина, М. Меллес, Ж. Ретемейер.</i> Характеристика природных условий формирования отложений интерстадиала (МИС 3) острова Кинг Джордж (Западная Антарктика) на основе изучения ископаемых диатомовых комплексов	109
Николаю Николаевичу Брызгину — 90!	120

CONTENTS

<i>V.F. Radionov, D.M. Kabanov, V.V. Polkin, D.E. Savkin, S.M. Sakerin, E.E. Sibir.</i> Variability of characteristics of aerosol and gas composition of the atmosphere along the routes of RVS “Akademik Fedorov” and “Akademik Treshnikov” in period of 59th Russian Antarctic expedition.....	5
<i>A.A. Ekaykin, V.A. Zarovchatskiy, V.Ya. Lipenkov.</i> Measurements of snow sublimation rate at Vostok station (Antarctica).....	20
<i>S.N. Zatsepa, N.F. Diansky, V.I. Zhuravel, A.A. Ivchenko, K.A. Korotenko, V.V. Solbakov, V.V. Stanovoy, V.V. Fomin.</i> Simulation of oil spills in the sea for planning measures to ensure environmental safety in oil and gas projects. Part I. Methodology	26
<i>N.N. Bryazgin.</i> Method of correction of monthly totals of solid precipitation in the Arctic for climatic investigations	39
<i>M.P. Andreev, L.E. Kurbatova, V.I. Dorofeev, A.Yu. Ivanov.</i> Alien plants on the Russian Antarctic scientific stations	44
<i>S.V. Popov, S.P. Poljakov.</i> Results of the glaciological and GPR tests on the sea ice in the region of Molodezhnaya Antarctic field base in the 60-th RAE (2014/15).	54
<i>L.A. Timokhov, I.V. Polyakov, I.E. Frolov, H. Kassens, V.Yu. Karpiy, N.V. Lebedev.</i> Climate change of fresh water content in the Arctic ocean and their causes.....	63
<i>K.B. Tchikhatchev, V.Ya. Lipenkov.</i> On modeling the non-stationary process of snow-firn densification in the polar ice sheet	76
<i>P.V. Bogorodsky, A.P. Makshtas, V.Yu. Kustov, A.S. Gruby, V.V. Movchan.</i> The dynamics of seasonal permafrost thawing near Tiksi Hydrometeorological Observatory.....	88
<i>A.V. Klepikov, M.D. Ananicheva, E.V. Antonov.</i> On implementation of the project “Adaptation Actions for a Changing Arctic” for the Bering, Chukchi and Beaufort region.....	99
<i>S.R. Verkulich, Z.V. Pushina, M.V. Dorozhkina, M. Melles, J. Rethemeyer.</i> Characterization of environmental conditions of the interstadial (MIS 3) deposits formation in King George Island (West Antarctica) based on the study of fossil diatom assemblages	109
Nikolay Nikolaevitch Bryazgin is 90!	120

**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.)**

*канд. геогр. наук В.Ф. РАДИОНОВ¹, канд. физ.-мат. наук Д.М.КАБАНОВ²,
канд. физ.-мат. наук В.В. ПОЛЬКИН², мл. науч. сотр. Д.Е. САВКИН²,
д-р физ.-мат. наук С.М. САКЕРИН², канд. физ.-мат. наук Е.Е. СИБИР¹*

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

² — ФГБУН Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, e-mail: sms@iao.ru

Обсуждаются результаты измерений аэрозольного и газового состава атмосферы, выполненных с борта НЭС «Академик Федоров» и «Академик Трёшников» в 59-й РАЭ. Для отдельных широтных зон Атлантического и Южного океанов представлены средние характеристики спектральной аэрозольной оптической толщины атмосферы, концентраций аэрозоля и «сажи» в приводном слое, общего содержания озона и концентраций некоторых малых газовых составляющих атмосферы. Проведено сопоставление результатов, полученных на прямом и обратном маршруте НЭС «Академик Трёшников», с данными предшествующих экспедиций.

Ключевые слова: аэрозоль, аэрозольная оптическая толщина, малые газовые примеси, пространственное распределение.

ВВЕДЕНИЕ

Измерения параметров аэрозольной составляющей атмосферы в различных акваториях Атлантического и Южного океанов проводились в 1970–1980-е гг. в ходе экспериментов ТРОПЭКС-72 и АТЭП-74 и в рейсах научно-исследовательских судов Гидрометслужбы, включая наблюдения по маршрутам следования из Ленинграда в Антарктиду и обратно. Вблизи Антарктиды в акватории Южного океана наблюдения выполнялись в 1981/82 и 1986/87 гг. Систематизация и анализ данных этих многолетних наблюдений и их обобщение детально представлены в монографии О.Д. Бартеневой с коллегами (Бартенева и др., 1991). В 2004 г. были возобновлены регулярные измерения аэрозольно-оптических характеристик атмосферы по маршрутам следования научно-экспедиционных судов ААНИИ из Санкт-Петербурга в Антарктиду и обратно. В настоящее время они проводятся в рамках реализации программы морских аэрозольных наблюдений глобальной сети AERONET (The Maritime Aerosol Network (MAN) component of AERONET) (Smirnov et al., 2009). Попутно выполняются также измерения микрофизических параметров приводного аэрозоля. В 2014 г. (59-я РАЭ) обычная программа попутных судовых наблюдений, включающая наблюдения аэрозольной составляющей атмосферы и общего содержания озона, была дополнена измерениями концентраций некоторых малых газовых составляющих атмосферы в приводном слое.

ОПИСАНИЕ НАБЛЮДЕНИЙ

Наблюдения выполнялись на научно-экспедиционных судах (НЭС) «Академик Федоров» и «Академик Трёшников» в акваториях Атлантического и Южного океанов в период сезонных работ 59-й РАЭ. В рейсе НЭС «Академик Федоров» (5 ноября 2013 г. – 16 мая 2014 г.) проводились измерения общего содержания озона (ОСО) фильтровым озонометром М-124 (Методические..., 1981), спектральной аэрозольной оптической толщины (АОТ) и влагосодержания атмосферы портативными солнечными фотометрами SPM и Microtops II. В рейсе НЭС «Академик Трёшников» (1 февраля – 9 июня 2014 г.) измерительный комплекс, кроме солнечных фотометров, включал аэрозольную станцию в составе аэталометра и счетчика частиц для определения дисперсного состава частиц, массовых концентраций аэрозоля и поглощающего вещества («сажи») в субмикронном аэрозоле; газоанализаторы для измерений в приземном слое массовых концентраций малых газовых составляющих (МГС) — CO, NO, NO₂, SO₂ и O₃.

Описания солнечного фотометра SPM, аэрозольной станции и методов измерений представлены во многих публикациях (Сакерин и др., 2012а, 2012б; Козлов и др., 2008; Kozlov et al., 2014; Счетчик..., 2010; Польшкин и др., 2013). Перечень измеряемых аэрозольным комплексом и анализируемых характеристик приведен в табл. 1.

Фотометрические наблюдения проводились сериями по 5–10 единичных замеров ежечасно в ситуациях, когда Солнце не было закрыто облачностью. По результатам измерений рассчитывались среднечасовые и средние за день значения АОТ. За период 59-й РАЭ получено следующее количество данных (серий/часов/дней измерений): на НЭС «Академик Федоров» (13 ноября 2013 г. – 28 февраля 2014 г.) — 597/171/33; на НЭС «Академик Трёшников» (12 февраля – 6 июня 2014 г.) — 428/192/38; в обсерватории Мирный (5 ноября 2013 г. – 29 марта 2014 г.) — 612/413/71.

Аэрозольная станция на НЭС «Академик Трёшников» располагалась в контейнере-лаборатории № 4 по правому борту. Забор воздуха осуществлялся на максимально возможном расстоянии от выхлопной трубы и вентиляционных каналов (~15 м), на высоте около 12 м от водной поверхности. Измерения велись круглосуточно с периодичностью 1 час, продолжительность отдельных серий — 10 мин. В соответствии с методикой измерений один раз в сутки осуществлялся контроль и, при необходимости, калибровка приборов. В период с 5 февраля по 28 мая 2014 г. (98 дней) проведено 2394 серии измерений аэрозольных параметров. Управление аэрозольной станцией и регистрация данных измерений счетчика частиц и аэталометра осуществлялись в автоматическом или операторском режиме с ноутбука.

Таблица 1

Приборы в составе аэрозольного комплекса и определяемые характеристики	
Наименование прибора	Измеряемые и рассчитываемые характеристики
Солнечный фотометр SPM	АОТ на длинах волн: 0,34; 0,38; 0,44; 0,5; 0,55; 0,67; 0,78; 0,87; 0,94; 1,04; 1,55; 2,14 мкм. Параметры Ангстрема α и β , грубодисперсная и мелкодисперсная компоненты АОТ. Влагосодержание атмосферы W , г/см ²
Аэталометр (Kozlov et al., 2014)	Массовая концентрация «сажи» M_{BC} (мкг·м ⁻³), чувствительность 10 нг·м ⁻³
Фотоэлектрический счетчик частиц АЗ-10 (Счетчик..., 2010)	Массовая M_A (мкг·м ⁻³) и счетная N_A (см ⁻¹) концентрации частиц аэрозоля в 6 диапазонах диаметров от 0,3 до 10 мкм: 0,3–0,4; 0,4–0,5; 0,5–1,0; 1,0–2,0; 2,0–5,0; 5,0–10 мкм. Допустимое отклонение $\pm 30\%$

Технические характеристики газоанализаторов

Модель газоанализатора	3.02 П-А	P-310A	C-310A	K-100
Анализируемый газ	O ₃	NO и NO ₂	SO ₂	CO
Диапазон концентраций, мг/м ³	0,003–0,5	0,008–1	0,005–2	3–50
Основная погрешность, %	20	25	25	20
Частота измерений, с	15	120	120	30

Для измерения концентраций МГС использовались четыре газоанализатора производства ЗАО «ОПТЭК» (табл. 2), имеющих пороги обнаружения на уровне фоновых концентраций исследуемых газов. Три газоанализатора — хемилюминесцентные (измерение концентраций O₃, SO₂, NO и NO₂) и один электрохимический (измерение CO). Перед экспедицией все приборы были поверены и откалиброваны.

Концентрации МГС измерялись в непрерывном автоматическом режиме круглосуточно с 4 февраля по 8 июня 2014 г. За время экспедиции массив данных для CO, NO, NO₂ и SO₂ составил 114 дней измерений, для O₃ — 109 дней. В дальнейшем анализировались значения концентраций, осредненные за 15 минут. На качестве данных эпизодически сказывалось влияние судна, в первую очередь попадание в измерительный тракт выбросов судовых двигателей. Случаи таких локальных воздействий были исключены из рассмотрения при анализе данных.

АОТ АТМОСФЕРЫ

Несмотря на различие сроков выполнения рейсов НЭС «Академик Федоров» и «Академик Трёшников», распределение величин АОТ над Атлантикой по данным наблюдений на обоих судах при движении и к Антарктиде, и обратно в целом совпадали. На маршруте вблизи Европы среднее значение АОТ на длине волны 0,5 мкм $\tau_{0,5}^a$ составило 0,1. Максимальные замутнения атмосферы наблюдались в зоне выносов пылевого аэрозоля из Сахары. Среднее значение $\tau_{0,5}^a$, рассчитанное для широтной зоны 0–20° с.ш., составило 0,39. В меньшей степени влияние сахарской пыли проявилось вблизи Канарских островов (20–35° с.ш.) — среднее $\tau_{0,5}^a = 0,14$. В атмосфере Южной Атлантики прослеживалось уменьшение АОТ от экватора ($\tau_{0,5}^a \approx 0,15$) к Антарктиде ($\tau_{0,5}^a \approx 0,03$). Эти данные хорошо соответствуют ранее описанному пространственному распределению аэрозольной составляющей атмосферы над Атлантикой (Бартенева и др., 1991; Sakerin et al., 2007; 2008; Сакерин и др., 2013).

По результатам измерений оценивались величины двух составляющих АОТ, характеризующих ослабление солнечной радиации грубодисперсным (τ^c) и мелкодисперсным ($\tau_{0,5}^f$) аэрозолем. Для более детального описания пространственного распределения АОТ весь маршрут был разделен на четыре широтные зоны с условными названиями: «Европа» — участок маршрута, находящийся в зоне выносов аэрозоля со стороны Европы (30–55° с.ш.), «Северный тропик» (0–30° с.ш.), «Южный тропик» (0–30° ю.ш.), «Антарктика» (> 50° ю.ш.). Средние характеристики АОТ атмосферы в указанных зонах представлены на рис. 1 и в табл. 3.

Сравнение результатов измерений АОТ в этих зонах с данными предшествующих рейсов в 2004 и 2009–2013 гг. показало, что в районах «Европа» и «Антарктика» средние значения АОТ (в том числе, τ^c и $\tau_{0,5}^f$), полученные в 59-й РАЭ, несколько меньше их средних многолетних значений. В районах «Северный тропик» и «Юж-

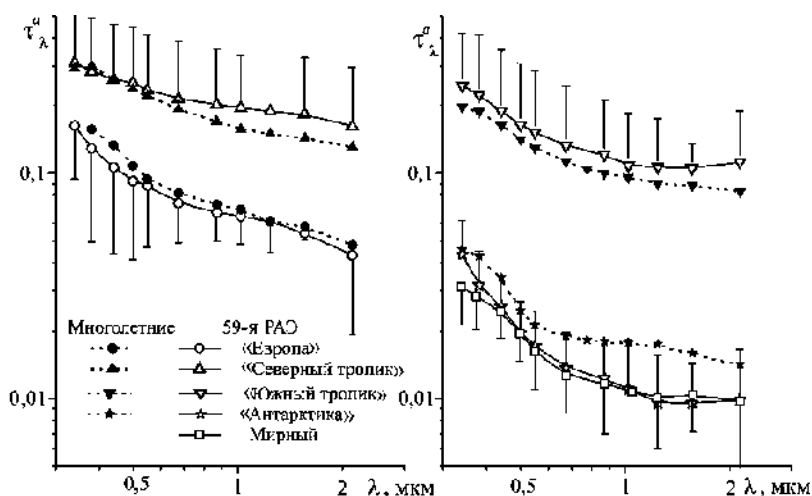


Рис. 1. Средние спектральные зависимости АОТ атмосферы в четырех широтных зонах, полученные в 59-й РАЗ, в сопоставлении со средними многолетними значениями.

Таблица 3

Средние ($\pm$ СКО) характеристики АОТ в четырех широтных зонах, полученные в 59-й РАЗ, и их средние многолетние значения за период 2004 и 2009–2013 гг. (в скобках)

АОТ	«Европа»	«Северный тропик»	«Южный тропик»	«Антарктика»
$\tau_{0,38}^a$	0,131 $\pm$ 0,080 (0,159)	0,315 $\pm$ 0,219 (0,305)	0,226 $\pm$ 0,191 (0,190)	0,032 $\pm$ 0,013 (0,043)
$\tau_{0,5}^a$	0,094 $\pm$ 0,052 (0,110)	0,266 $\pm$ 0,201 (0,240)	0,166 $\pm$ 0,146 (0,144)	0,020 $\pm$ 0,007 (0,025)
$\tau_{2,14}^a$	0,044 $\pm$ 0,024 (0,049)	0,186 $\pm$ 0,145 (0,132)	0,114 $\pm$ 0,078 (0,084)	0,010 $\pm$ 0,007 (0,014)
α	0,60 $\pm$ 0,56 (0,93)	0,46 $\pm$ 0,25 (0,73)	0,61 $\pm$ 0,29 (0,72)	0,95 $\pm$ 0,75 (1,23)
β	0,061 $\pm$ 0,016 (0,063)	0,205 $\pm$ 0,162 (0,158)	0,108 $\pm$ 0,081 (0,088)	0,011 $\pm$ 0,006 (0,013)
τ^c	0,041 $\pm$ 0,023 (0,049)	0,164 $\pm$ 0,135 (0,13)	0,095 $\pm$ 0,066 (0,076)	0,007 $\pm$ 0,005 (0,011)
τ^f	0,052 $\pm$ 0,058 (0,061)	0,102 $\pm$ 0,075 (0,110)	0,071 $\pm$ 0,088 (0,078)	0,012 $\pm$ 0,005 (0,013)

ный тропик» они больше. Вместе с тем можно говорить об устойчивости от года к году пространственного распределения аэрозольного замутнения над Атлантикой на протяжении по крайней мере последних 10 лет, поскольку величина различий не превышает среднеквадратические отклонения.

Сравнение в выделенных зонах показало хорошо выраженное и статистически значимое различие всех характеристик АОТ. По величине аэрозольного замутнения районы распределены в следующей последовательности: «Северный тропик» — «Южный тропик» — «Европа» — «Антарктика». Максимальные значения спектральных АОТ и компонент τ^c , $\tau_{0,5}^f$ между зонами «Северного тропика» и «Антарктики» отличаются на порядок.

Для оценки вклада грубо- и мелкодисперсного аэрозоля в ослабление радиации в разных районах Атлантики были рассмотрены широтные распределения мелкодисперсной компоненты $\tau_{0,5}^f$ и разности мелко- и грубодисперсной составляющих АОТ ($\tau_{0,5}^f - \tau^c$). Результаты представлены на рис. 2. Из него видно, что самые большие значения $\tau_{0,5}^f$ наблюдаются в зоне 10° ю.ш. – 25° с.ш. и в Северной Атлантике.

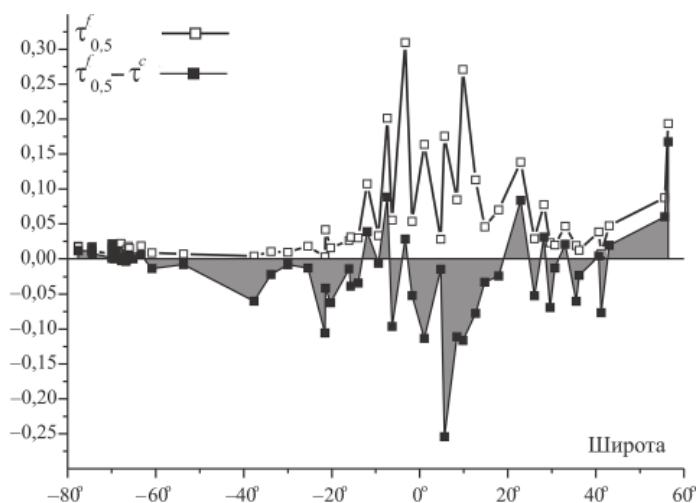


Рис. 2. Широтное распределение величин $\tau_{0,5}^f$ и $(\tau_{0,5}^f - \tau^c)$ в период сезонных работ 59-й РАЭ.

На большей части маршрута (кроме умеренных широт Северного полушария) преобладает вклад грубодисперсного аэрозоля в АОТ (заштрихованная область на рис. 2). Наиболее явно это проявляется в зоне северного пассата, где высокие значения концентраций морского аэрозоля дополняются выносами крупных пылевых частиц. Отметим, что отдельные всплески значений $(\tau_{0,5}^f - \tau^c) > 0$ на широтах $\sim 9^\circ$ ю.ш. и 24° с.ш., возможно, обусловлены специфическими синоптическими условиями в конкретные дни проведения измерений и для подтверждения устойчивого характера их проявлений необходимы дополнительные наблюдения.

Представляется интересным сопоставить результаты многолетних судовых измерений АОТ фотометром SPM около Антарктиды с результатами измерений таким же фотометром на ст. Мирный, которые начались в 2013 г. По данным многолетних наблюдений в видимой области спектра различными солнечными спектрофотометрами в периоды, когда атмосфера не была замутнена продуктами извержений вулканов Эль-Чичон, Пинатубо и Хадсон (1979–1981, 1985–1989, 1996–2008 гг.) (Радионов и др., 2011; Сакерин и др., 2013), было показано, что в изменчивости АОТ на ст. Мирный прослеживается слабовыраженный сезонный ход с минимальными значениями в начале и конце светлого периода года и более высокими — в его середине. Общий диапазон изменения $\tau_{0,5}^a$ находится в пределах от 0,017 в августе и апреле до 0,03 в октябре при среднегодовом значении 0,022. В табл. 4 приведены средние величины АОТ и их среднеквадратические отклонения для начала и конца измерительных периодов (условно — весна и осень) и антарктического лета на ст. Мирный и средние многолетние значения АОТ вблизи антарктического континента.

Хотя ряды наблюдений фотометром SPM в Мирном пока недостаточно продолжительны, тем не менее полученный сезонный ход АОТ аналогичен многолетнему, описанному в работах (Радионов и др., 2011; Сакерин и др., 2013): летние значения АОТ и влагосодержания атмосферы немного больше наблюдавшихся в начале и конце измерительных периодов. Средние величины АОТ в Мирном в сезон 2013/2014 г. были несколько меньше многолетних, но это отличие статистически не значимо.

Средние характеристики АОТ на ст. Мирный и в Южном океане вблизи Антарктиды

Характеристика	Станция Мирный (2013–2014 гг.)			Средние АОТ вблизи Антарктиды (2009–2014 гг.)
	Антарктические весна и осень (ноябрь и март)	Антарктическое лето (декабрь–февраль)	Общий массив (ноябрь–март)	
$\tau_{0,38}^a$	0,025±0,006	0,031±0,009	0,028±0,008	0,037±0,018
$\tau_{0,5}^a$	0,019±0,005	0,020±0,005	0,019±0,005	0,021±0,013
$\tau_{2,14}^a$	0,008±0,006	0,011±0,005	0,010±0,006	0,012±0,01
α	1,0±0,69	1,24±0,28	1,14±0,50	1,20±0,68
β	0,011±0,004	0,008±0,003	0,009±0,004	0,011±0,001
τ^c	0,007±0,004	0,009±0,003	0,008±0,004	0,009±0,008
τ^f	0,013±0,004	0,011±0,003	0,012±0,004	0,012±0,007

В последнем столбце табл. 4 и на рис. 1 приведены также средние значения АОТ, измеренные фотометрами SPM с борта НЭС в 100-мильной зоне вблизи Антарктиды, которые незначительно превышают (в пределах СКО) данные береговых наблюдений.

Таким образом, сохранение АОТ в Антарктике на стабильно низком уровне ($\tau_{0,5}^a = 0,022 \pm 0,005$) свидетельствует об отсутствии изменений содержания аэрозоля в антарктической атмосфере после извержения вулканов Пинатубо и Хадсон в последние два десятилетия.

МИКРОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АЭРОЗОЛЯ

В отличие от интегральных характеристик атмосферы (АОТ, влагосодержание и др.), концентрации аэрозоля и «сажи» в приземном слое, в силу своего локального характера, отличались более широким диапазоном изменчивости: счетная концентрация частиц (N_A) на протяжении рейса НЭС «Академик Трёшников» менялась от 0,17 до 195 см⁻³, массовая концентрация аэрозоля (M_A) — от 0,01 до 43 мкг·м⁻³, массовая концентрация «сажи» (M_{BC}) — от 0,004 до 5,2 мкг·м⁻³.

Для выяснения особенностей пространственного распределения характеристик приземного аэрозоля были рассчитаны средние значения N_A , M_A , M_{BC} в пределах 10-градусных широтных зон на прямом и обратном маршрутах. Они сравнивались со средними данными, полученными в предшествующих экспедициях 2004–2013 гг. (Сакерин и др., 2007б; 2008б; Полькин и др., 2013). Полученные результаты представлены на рис. 3. Видно, что особенности широтного распределения аэрозоля над Атлантикой определяются прежде всего влиянием континентальных выносов со стороны Северной Африки и Европы. Кроме того, в изменении концентраций аэрозоля и «сажи» есть отличия на прямом и обратном маршрутах, которые связаны с сезонным фактором.

В начале рейса (зима в Северном полушарии) самые высокие концентрации N_A и M_A были на широтах 0–30° с.ш., весной (обратный маршрут) их максимумы сместились на юг — в зону 0–30° ю.ш. Несколько иначе по ходу движения изменялось содержание «сажи»: на прямом маршруте высокими значениями M_{BC} выделялась приэкваториальная область с максимумом вблизи экватора; весной концентрация «сажи» в тропической зоне снизилась, а в районе зимнего максимума появился локальный минимум M_{BC} . В результате различие (зима–весна) содержания «сажи» в этом районе превысило два порядка величины.

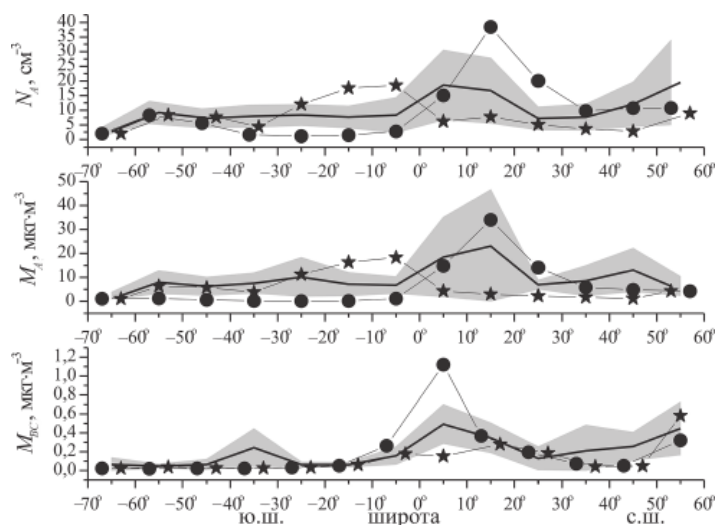


Рис. 3. Сравнение широтных распределений параметров аэрозоля на прямом (кружки) и обратном (звездочки) маршруте НЭС «Академик Трёшников» в 59-й РАЭ с данными предшествующих экспедиций (средние значения — жирная линия, СКО — серый тон).

Для количественной характеристики широтно-сезонной изменчивости сравним данные в четырех широтных зонах, где параметры аэрозоля отличаются наиболее значительно — «Европа», «Антарктика», «Северный тропик» и «Южный тропик» (табл. 5). Самые высокие среднесезональные значения параметров N_A , M_A и M_{BC} наблюдались зимой в широтной зоне «Северный тропик». Вторыми по величине (на 20–40 % ниже) были концентрации аэрозоля (N_A , M_A) весной в зоне «Южный тропик». По массовой концентрации «сажи» — на втором месте весенние данные в зоне «Европа». Минимальные средние концентрации аэрозоля и «сажи» наблюдались в широтных зонах «Антарктика» и «Южный тропик» на прямом маршруте.

Сравнение параметров аэрозоля, полученных в 59-й РАЭ, со средними данными семи предшествующих экспедиций (2004–2013 гг.) показывает, что максимальные отличия наблюдаются в зоне тропических широт (см. рис. 3): максимумы N_A , M_A и M_{BC} в «Северном тропике» на прямом маршруте НЭС «Академик Трёшников» и повышенные значения N_A , M_A в «Южном тропике» на обратном маршруте. При усред-

Таблица 5

Средние ($\pm$ СКО) характеристики приземного аэрозоля в различных зонах на прямом (05.02 – 11.03.2014) и обратном (29.04 – 28.05.2014) маршрутах НЭС «Академик Трёшников»

Характеристика	Район, маршрут НЭС			
	«Европа», прямой // обратный	«Северный тропик», прямой // обратный	«Южный тропик», прямой // обратный	«Антарктика» (> 50° ю.ш.)
N_A , см ⁻³	23,9 $\pm$ 27,5 // 19,3 $\pm$ 16,7	40,8 $\pm$ 21,7 // 17,4 $\pm$ 9,20	3,14 $\pm$ 1,99 // 29,1 $\pm$ 12,8	4,47 $\pm$ 4,87
M_A , мкг·м ⁻³	3,73 $\pm$ 2,71 // 1,99 $\pm$ 1,46	14,75 $\pm$ 9,94 // 2,69 $\pm$ 2,99	0,366 $\pm$ 0,367 // 12,11 $\pm$ 5,47	0,91 $\pm$ 1,36
M_{BC} , мкг·м ⁻³	0,195 $\pm$ 0,22 // 0,248 $\pm$ 0,57	0,57 $\pm$ 0,57 // 0,20 $\pm$ 0,11	0,066 $\pm$ 0,070 // 0,107 $\pm$ 0,078	0,023 $\pm$ 0,013

нении результатов прямого и обратного маршрутов получаем хорошее согласие со средними многолетними данными. В целом полученные результаты подтверждают существование сезонных отличий в пространственном распределении параметров аэрозоля и требуют необходимости учета этого факта в соответствующих задачах.

Антарктическая атмосфера обеднена собственными источниками аэрозоля и, в силу своей удаленности, наименее подвержена влиянию дальних переносов аэрозоля из других регионов. Поэтому в Антарктике уровни аэрозольного замутнения атмосферы минимальны в целом для земного шара. Результаты измерений N_A , M_A и M_{BC} за 10-летний период в 100-мильной зоне вблизи Антарктиды позволили получить оценки их средних значений в летний (для Южного полушария) период года: $N_A = 2,7 \pm 1,6 \text{ см}^{-3}$; $M_A = 2,4 \pm 1,4 \text{ мкг} \cdot \text{м}^{-3}$; $M_{BC} = 0,06 \pm 0,07 \text{ мкг} \cdot \text{м}^{-3}$.

ОБЩЕЕ СОДЕРЖАНИЕ ОЗОНА

Распределение, изменчивость и тенденции изменений ОСО над различными районами земного шара подробно рассматриваются в (Scientific Assessment..., 2014). Далее мы рассмотрим результаты измерений ОСО, выполненных во время рейсов НЭС «Академик Федоров» в Антарктику в последнее десятилетие, начиная с 2005 г. Анализ некоторой части этих измерений (с 2005 по 2008 г.) ранее проводился, пожалуй, только в (Русина и др., 2011).

На рис. 4 представлены осредненные по 5-градусным широтным зонам результаты измерений ОСО в период работы судна в 59-й РАЭ и осредненные в этих же широтных зонах средние за предшествующие 10 антарктических рейсов НЭС значения ОСО и их СКО.

Значения ОСО, измеренные на прямом и обратном маршрутах 59-й РАЭ, отличаются от средних за последнее десятилетие величин в основном менее чем на одно СКО. Обращает на себя внимание отсутствие существенной широтной изменчивости ОСО на пути в Антарктиду и в период движения судна в антарктических водах в декабре–марте (рис. 4а) и наличие значительного широтного хода в период возвращения судна, т.е. осенью в Южном и, соответственно, весной в Северном полушарии (рис. 4б). Широтный ход осредненных за 10 лет значений ОСО хорошо описывается полиномами второй степени. Максимальные значения ОСО наблюдаются в весенний период в умеренных широтах Северного полушария (рис. 4, табл. 6). Самые низкие значения ОСО отмечаются в районе южного тропика осенью в Южном полушарии. Обращает на себя внимание, что ОСО, измеренное вблизи Антарктиды, выше, чем в тропиках. Это связано с тем, что в Южном океане судно находилось достаточно длительный период, охватывающий лето и первую половину осени Южного полушария, когда над

Таблица 6

Средние величины ОСО на прямом и обратном маршруте НЭС «Академик Федоров» в 59-й РАЭ и средние значения ОСО за 2005–2015 гг. и их СКО (ед. Добсона)

Характеристика	Район, маршрут НЭС			
	«Европа», прямой // обратный	«Северный тропик», прямой // обратный	«Южный тропик», прямой // обратный	«Антарктика» ($> 50^\circ$ ю.ш.)
ОСО, 59-я РАЭ	291±34 // 355±27	282±6 // 297±20	298±12 // 270±6	309±28
ОСО, среднее за 2005–2015 гг.	287±32 // 358±34	282±27 // 284±24	293±28 // 263±17	308±29

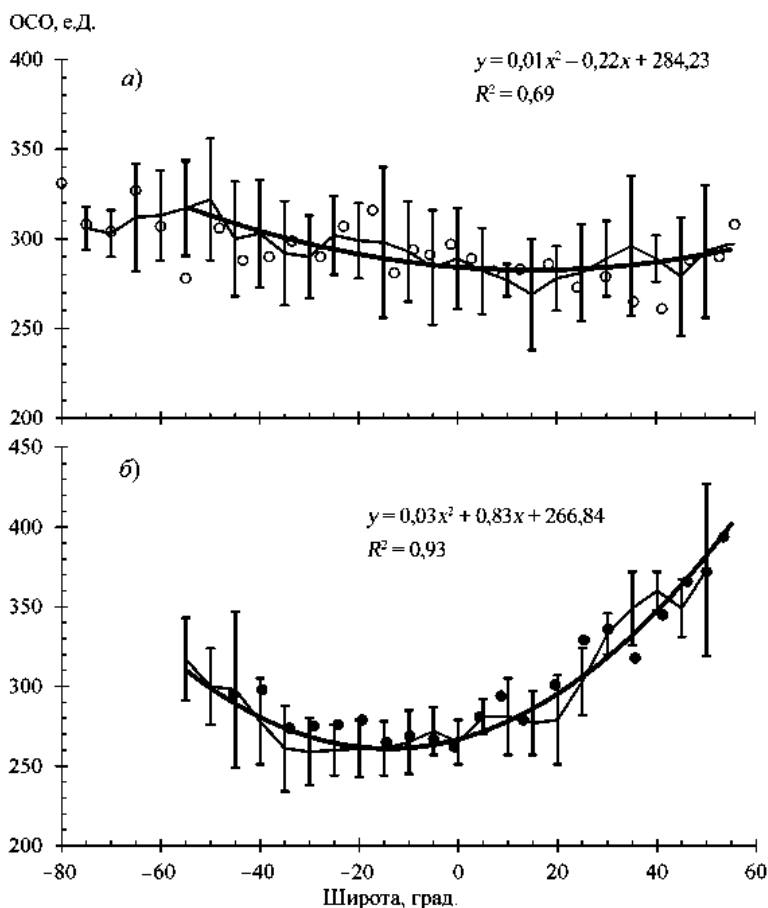


Рис. 4. Широтный ход общего содержания озона на прямом (а) и обратном (б) маршруте НЭС «Академик Федоров». Пустые и заполненные кружки — средние по 5-градусным широтным зонам значения ОСО в 59-й РАЭ; тонкая сплошная линия — средние многолетние значения ОСО и их среднеквадратические отклонения; жирная сплошная линия — аппроксимация средних многолетних значений ОСО.

Антарктидой и над Южным океаном происходит рост ОСО после его весеннего минимума. Различия величин ОСО на прямом и обратном маршрутах судна возрастают по мере движения судна на север, особенно в широтах севернее 30° с.ш. Это связано с характером внутригодовой изменчивости ОСО в умеренных широтах Северного полушария, где минимум в годовом ходе наблюдается осенью, а максимум — весной.

КОНЦЕНТРАЦИИ МАЛЫХ ГАЗОВЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ АТМОСФЕРЫ

Как уже указывалось, в приводном слое воздуха измерялись концентрации следующих МГС: озон (O_3), оксиды азота ($NO_x = NO + NO_2$), окись углерода (CO) и диоксид серы (SO_2).

Окись азота, окись углерода и двуокись серы являются первичными загрязнителями атмосферы, т.е. могут непосредственно поступать в атмосферу как из есте-

ственных источников (вулканическая деятельность, процессы окисления соединений биогенного происхождения, лесные пожары и т.д.), так и из антропогенных источников (сжигание ископаемого и жидкого топлива и т.д.). Так, оксиды азота имеют в основном антропогенное происхождение (более 90 %), а промышленные источники сернистого газа по интенсивности давно превосходили вулканы и сейчас сравнялись с суммарной интенсивностью всех естественных источников (Ровинский, Егоров, 1986).

Приземный озон является вторичным загрязнителем атмосферы, его большие концентрации свидетельствуют о сильном загрязнении воздуха продуктами высокотемпературного сгорания. Основным источником O_3 в приземном слое являются фотохимические реакции с участием NO_x , летучих органических соединений и других веществ. Под действием ветра они могут распространяться на сотни километров. Концентрации O_3 в континентальной атмосфере характеризуются высокой пространственной и временной изменчивостью (Logan, 1985; Oltnans, Komhyr, 1986; Crutzen, 1988). В чистом морском воздухе не наблюдается значительных вариаций концентраций O_3 , однако континентальные выносы могут вносить существенные неоднородности в его распределение и над океаном.

Важным аспектом, определяющим практический интерес к пространственно-временному распределению и динамике МГС атмосферы, является также их отрицательное воздействие на здоровье человека, биоту и различные материалы. Количество информации об их концентрациях и характеристиках изменчивости, за исключением приземного озона и окиси углерода, невелико.

Выбор этих газов для исследования связан с тем, что они играют важную роль в химии атмосферы, оказывают (в различной степени) влияние на формирование климата и входят в пятерку важнейших загрязнителей атмосферы, по которым Всемирная организация здравоохранения рекомендует оценивать качество воздуха (Звягинцев и др., 2010; Ровинский, Егоров, 1986). Газовый состав атмосферы над океаном имеет существенные отличия от континентальной части, что обусловлено отсутствием мощных антропогенных источников загрязнений и слабым, практически однородным стоком над водной поверхностью. Содержание указанных МГС в приземном слое воздуха изучено гораздо в меньшей степени и представлено результатами эпизодических судовых измерений (Еланский, Маркова, 1995).

Временной ход концентраций МГС, измеренных в рейсе НЭС «Академик Трёшников», приведен на рис. 5. Из рис. 5 следует, что распределение концентраций первичных загрязнителей крайне неравномерно и претерпевало значительные колебания, связанные с особенностями распределения источников и динамикой поступления примесей в атмосферу вдоль маршрута движения. В целом наиболее высокие концентрации приходится на время стоянок в портах и районах антарктических станций во время вертолетных операций при погрузочно-разгрузочных работах. Случаи собственного влияния судна, когда в пробы анализируемого воздуха попадали выбросы от выхлопной трубы при определенном направлении ветра, исключались при анализе данных.

Для оценки особенностей пространственного распределения исследуемых МГС были рассчитаны их средние концентрации в пределах тех же четырех широтных зон, в которых анализировались характеристики аэрозоля. Результаты расчетов на прямом (зима в Северном полушарии) и обратном (весна в Северном полушарии) маршруте приведены в табл. 7.

По данным, представленным в табл. 7, можно отметить следующие особенности:

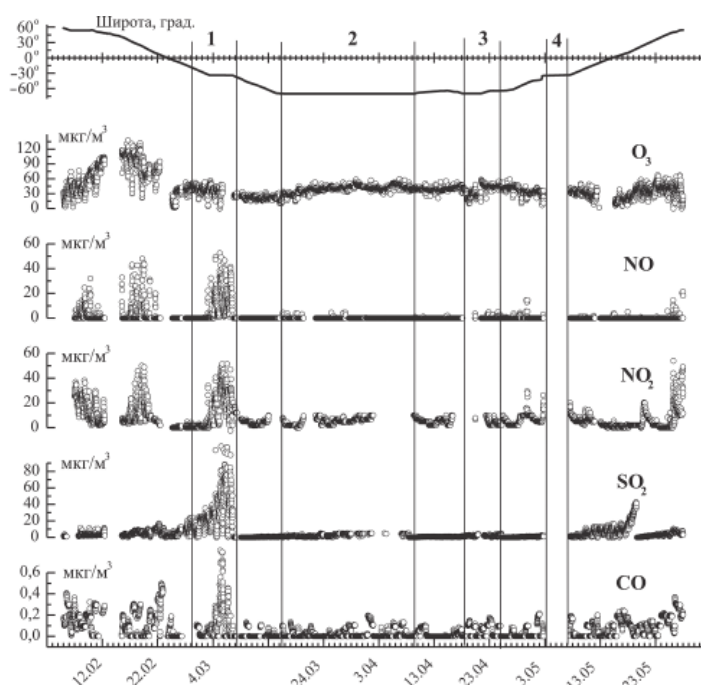


Рис. 5. Временной ход концентраций МГС, измеренных с борта НЭС «Академик Трёшников» в 59-й РАЭ (цифрами обозначены: 1, 4 — Кейптаун на прямом и обратном маршруте; 2, 3 — районы антарктических станций Новолазаревская и Прогресс).

— максимальные значения концентраций окислов азота наблюдались в районе побережья Португалии и Западной Африки, что связано с высокой антропогенной нагрузкой на этих территориях и интенсивным судоходством возле их берегов. Также обращают на себя внимание относительно высокие концентрации окислов азота в районе «Антарктика» — большие, чем в тропической зоне. По-видимому, в этой

Таблица 7

**Средние ($\pm$ СКО) концентрации МГС ($\text{мкг}\cdot\text{м}^{-3}$)
на прямом и обратном маршруте НЭС «Академик Трёшников» (59-я РАЭ)**

МГС	Район, маршрут НЭС			
	«Европа», прямой // обратный	«Северный тропик», прямой // обратный	«Южный тропик», прямой // обратный	«Антарктика» ($> 50^\circ$ ю.ш.)
O_3	$88,9 \pm 19,9$ // $37,0 \pm 10,8$	$82,2 \pm 19,8$ // $26,9 \pm 11,1$	$35,4 \pm 11,1$ // $30,8 \pm 6,5$	$37,5 \pm 8,5$
NO	$15,9 \pm 12,8$ // $9,1 \pm 6,6$	$9,1 \pm 4,2$ // $2,1 \pm 1,5$	$0,4 \pm 0,04$ // $0,9 \pm 0,5$	$3,1 \pm 1,0$
NO_2	$8,0 \pm 5,6$ // $8,1 \pm 6,8$	$12,1 \pm 9,5$ // $3,1 \pm 2,7$	$1,4 \pm 0,7$ // $4,4 \pm 2,3$	$3,8 \pm 2,4$
SO_2	$3,6 \pm 1,5$ // $4,5 \pm 1,9$	$6,8 \pm 3,3$ // $9,3 \pm 4,5$	$7,9 \pm 4,7$ // $6,5 \pm 3,1$	$2,9 \pm 0,9$
CO	160 ± 100 // 150 ± 80	160 ± 150 // 100 ± 60	60 ± 40 // 60 ± 40	50 ± 40

зоне сказывалось локальное влияние судна во время стоянок вблизи антарктических станций и проведения разгрузочно-погрузочных работ;

– общим для NO , NO_2 и CO являются их более высокие концентрации в Северном полушарии с максимальными значениями в зоне «Северного тропика» на прямом маршруте и несколько меньшими значениями в районе «Европы». Этот факт свидетельствует о преобладающем влиянии антропогенных выбросов на формирование уровней концентраций/содержаний этих газов в Северном полушарии. Так, установлено, что концентрация CO в фоновых районах в настоящее время значительно возросла по сравнению с доиндустриальным периодом (Белан, 2010). Сейчас ее значение оценивается в среднем величиной 100 млрд^{-1} ($\approx 116 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$) (Atmosphere trace gases..., 1990), хотя в (Кароль, 2002) имеется уточнение, что в Северном полушарии концентрация CO в среднем составляет 140 млрд^{-1} ($\approx 163 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$), а в Южном — 50 млрд^{-1} ($\approx 58 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$). Данные наших наблюдений, с учетом вариаций, вписываются в эти пределы;

– отличительной особенностью SO_2 является рост концентраций от высоких широт к экватору. Эта закономерность проявилась в обоих полушариях на прямом и обратном маршруте. Это можно объяснить более активной фотохимической трансформацией биогенных предшественников в диоксид серы, т.к. для экватора и тропических широт обоих полушарий характерным является наличие наибольшего разнообразия жизненных форм по сравнению с другими частями Атлантического океана. В этих же районах, по данным (Исидоров, 2001), максимального значения достигает отношение SO_4/SO_2 , что можно объяснить увеличением скорости фотохимического окисления SO_2 , инициируемого озоном и радикалами;

– максимальные приземные концентрации озона наблюдались в умеренных широтах Северного полушария, а минимальные — в зоне «Северный тропик» на обратном маршруте.

Более детально широтное распределение концентраций приводного озона в период рейса представлено на рис. 6. На нем приведены осредненные по широтным зонам 5-градусные значения приводной концентрации озона (ПКО) и их стандартные отклонения на прямом и обратном маршрутах через Атлантический океан НЭС «Академик Трёшников». На прямом маршруте минимальные значения ПКО наблюдались в экваториальной зоне и в высоких широтах Южного полушария, высокие — в зоне умеренных широт Северного полушария, что согласуется с ранее проведенными исследованиями (Еланский и др., 1995; Егоров, 1995; Johnson et al., 1990; Winkler, 1988). На прямом (зима) маршруте ярко выделяется асимметрия в содержании озона: в Северном полушарии оно было существенно выше, чем в Южном. На обратном маршруте (весна) широтное распределение стало иным. Средний уровень ПКО в Северном и Южном полушарии стал практически одинаковым ($\sim 30 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$) с отклонениями не более $15 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$. Эти различия в меридиональных профилях, полученных в разные месяцы, отражают сезонные вариации ПКО над Атлантическим океаном.

Высокие концентрации озона на широтах $30\text{--}50^\circ$ с.ш. могут быть связаны с положением субтропической высотной фронтальной зоны и со стратосферно-тропосферным обменом во время перестройки циркуляционных процессов в зимне-весенний период в Северном полушарии. С ним же связано повышение ПКО на обратном ходе в широтной зоне $45\text{--}70^\circ$ ю.ш.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Пространственное распределение характеристик аэрозоля, полученных в 59-й РАЭ, хорошо согласуется с предшествующими многолетними данными судовых

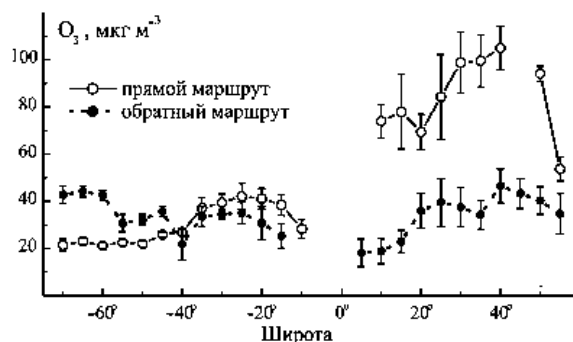


Рис. 6. Широтный ход концентрации озона в приводном слое атмосферы на прямом и обратном маршруте НЭС «Академик Трёшников».

наблюдений. В целом средние значения АОТ убывают по районам в последовательности: «Северный тропик» (0–30° с.ш.) — «Европа» (30–55° с.ш.) — «Южный тропик» (0–30° ю.ш.) — «Антарктика» (> 50° ю.ш.). Например, средние значения АОТ (0,5 мкм) в этих районах составляют 0,266; 0,166; 0,094 и 0,02 соответственно. На ст. Мирный — 0,019. Вместе с тем в распределении средних концентраций аэрозоля по этим районам проявляются сезонные отличия — на обратном маршруте (весна) — самые большие значения наблюдались в зоне «Южный тропик».

В изменении приземной концентрации озона (ПКО) при движении судна от умеренных широт Северного полушария до Антарктиды (февраль–март) наблюдался пятикратный спад ПКО, что согласуется с данными ранее проведенных исследований. На обратном маршруте (вторая половина апреля–мая) широтное распределение под влиянием сезонного фактора трансформировалось: средний уровень ПКО в Северном и Южном полушарии стал практически одинаковым — в среднем 30 мкг·м⁻³.

В поведении концентраций других МГС отметим следующие особенности:

- самый большой диапазон широтно-сезонного изменения концентраций у окиси азота — почти два порядка;
- общим для NO, NO₂ и CO являются более высокие концентрации в Северном полушарии с максимальными значениями в зоне «Северного тропика» на прямом маршруте и немного ниже в районе «Европа». Этот факт свидетельствует о преобладании антропогенных выбросов в Северном полушарии;
- отличительной особенностью SO₂ является рост концентраций от высоких широт к экватору в обоих полушариях как на прямом, так и на обратном маршрутах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бартенева О.Д., Никитинская Н.И., Сакунов Г.Г., Веселова Л.К. Прозрачность толщи атмосферы в видимой и ближней ИК-области спектра. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 224 с.
- Белан Б.Д. Озон в тропосфере / Под ред. д-ра физ.-мат. наук В.А. Погодаева. Томск: Изд-во Института оптики атмосферы СО РАН, 2010. 488 с.
- Егоров В.И. Пространственное распределение озона в пограничном слое атмосферы открытых районов Тихого и Индийского океанов // Изв. АН. ФАО. 1995. Т. 31. № 1. С. 104–108.
- Еланский Н.Ф., Беликов И.Б., Березина Е.В. и др. Состав атмосферы над Северной Евразией: эксперименты TROICA / Под ред. Н.Ф. Еланского. М.: Изд-во Агроспас, 2009. 81 с.

Еланский Н.Ф., Маркова Т.А. Концентрация озона в приземном слое атмосферы над Атлантическим океаном и морем Уэдделла // Изв. АН. ФАО. 1995. Т. 31. № 1. С. 92–103.

Звягинцев А.М., Какаджанова Г., Тарасова О.А. Изменчивость приземного озона и других малых газовых составляющих атмосферы в мегаполисе и сельской местности // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т. 23. № 1. С. 32–37.

Исидоров В.А. Экологическая химия: Учебное пособие для вузов. СПб.: Химиздат, 2001. 304 с.

Кароль И.Л. Современное состояние проблемы малых примесей в атмосфере и оценка их влияния на изменение глобального климата // Изменения климата и их последствия. СПб.: Наука, 2002. С. 36–44.

Козлов В.С., Шмаргунов В.П., Польшин В.В. Спектрофотометры для исследования характеристик поглощения света аэрозольными частицами // Приборы и техника эксперимента. 2008. № 5. С. 155–157.

Методические указания по производству и обработке наблюдений за общим содержанием атмосферного озона. 3-е изд. Л.: Гидрометеониздат, 1981. 48 с.

Польшин В.В., Польшин В.С., Голобокова Л.П., Панченко М.В., Терпугова С.А., Тихомиров А.Б. О межгодовой изменчивости широтного распределения микрофизических и химических характеристик приземного аэрозоля в восточной Атлантике в 2006–2010 годах // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 6. С. 519–524.

Радионова В.Ф., Русина Е.Н., Сакерин С.М., Сибир Е.Е., Смирнов А.В. Составляющие радиационного баланса и аэрозольно-оптические параметры атмосферы в Антарктике в период МПГ на фоне их многолетней изменчивости // Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Метеорологические и геофизические исследования. М.; СПб.: ООО «Паулсен», 2011. С. 158–169.

Ровинский Ф.Я., Егоров В.И. Озон, окислы азота и серы в нижней атмосфере. Л.: Гидрометеониздат, 1986. 183 с.

Русина Е.Н., Радионова В.Ф., Сибир Е.Е. О возможности анализа данных наблюдений за общим содержанием озона и суммарной солнечной радиацией на движущихся платформах // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 4 (90). С. 39–50.

Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Козлов В.С., Панченко М.В., Польшин В.В., Тихомиров А.Б., Власов Н.И., Радионова В.Ф., Смирнов А.В., Холбен Б.Н., Слуцкер И.А., Голобокова Л.П. Результаты исследований характеристик аэрозоля в 52-й РАЭ // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 77. С. 67–75.

Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Радионова В.Ф., Slutsker I.A., Smirnov A.V., Терпугова С.А., Holben B.N. О результатах исследований аэрозольной оптической толщины атмосферы во время кругосветной экспедиции вокруг Антарктиды (53-я РАЭ) // Оптика атмосферы и океана. 2008. Т. 21. № 12. С. 1032–1037.

Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Ростов А.П., Турчинович С.А., Князев В.В. Солнечные фотометры для измерений спектральной прозрачности атмосферы в стационарных и мобильных условиях // Оптика атмосферы и океана. 2012а. Т. 25. № 12. С. 1112–1117.

Сакерин С.М., Чернов Д.Г., Кабанов Д.М., Козлов В.С., Панченко М.В., Польшин В.В., Радионова В.Ф. Предварительные результаты исследований аэрозольных характеристик атмосферы в районе Баренцбурга (Шпицберген) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012б. № 1 (91). С. 20–31.

Сакерин С.М., Власов Н.И., Кабанов Д.М., Лубо-Лесниченко К.Е., Прахов А.Н., Радионова В.Ф., Турчинович Ю.С., Holben B.N., Smirnov A. Результаты спектральных измерений аэрозольной оптической толщины атмосферы солнечными фотометрами в 58-й Российской антарктической экспедиции // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 27. № 12. С. 1059–1067.

Счетчик аэрозольных частиц АЗ-10: Руководство по эксплуатации. ЭКИТ 7.830.000 РЭ. М., 2010. 13 с.

Atmosphere trace gases that are radioactively active and significant to global change // *Earth Quest*. 1990. Vol. 4. № 2. P. 10–11.

Crutzen P.J. Tropospheric ozone: an overview // *Tropospheric Ozone: Regional and Global Scale Interactions* / Ed. Isaksen I.S.A. Dordrecht: Reidel, 1988. P. 3–22.

Johnson J.E., Gammon R.H., Larsen J., Bates T.S., Oltmans S.J., Farmer J.C. Ozone in the marine boundary layer over the Pacific and Indian oceans: Latitudinal gradients and diurnal cycles // *J. Geophys. Res.* 1990. Vol. 95. P. 11847–11866.

Kozlov V.S., Yausheva E.P., Terpugova S.A., Panchenko M.V., Chernov D.G., Shmargunov V.P. Optical-microphysical properties of smoke haze from Siberian forest fires in summer 2012 // *International Journal of Remote Sensing*. 2014. Vol. 35. № 15. P. 5722–5741.

Logan J.A. Tropospheric ozone: seasonal behaviour, trends, and anthropogenic influences // *J. Geophys. Res.* 1985. Vol. 90. P. 10463–10482.

Oltmans S.J., Komhyr W.D. Surface ozone distributions and variations from 1973–1984 measurements at the NOAA geophysical monitoring for climatic change baseline observatories // *J. Geophys. Res.* 1986. Vol. 91. P. 5229–5236.

Sakerin S.M., Smirnov A.V., Kabanov D.M., Polkin V.V., Holben B.N., Panchenko M.V., Kopelevich O.V. Aerosol optical and microphysical properties over the Atlantic Ocean during the 19th cruise of the research vessel “Akademik Sergey Vavilov” // *J. Geophys. Res.* 2007. Vol. 112. D10220. doi: 10.1029/2006JD007947.

Sakerin S.M., Kabanov D.M., Smirnov A.V., Holben B.N. Aerosol optical depth of the atmosphere over ocean in the wavelength range 0.37–4 μm // *International J. Remote Sensing*. 2008. Vol. 29. Issue 9. P. 2519–2547. doi: 10.1080/01431160701767492.

Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2014. WMO Global Ozone Research and Monitoring Project. Geneva, Switzerland. Report No. 55. 416 p.

Smirnov A., Holben B.N., Slutsker I., 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. 114. D06204. doi:10.1029/2008JD011257.

Winkler P. Surface ozone over the Atlantic ocean // *J. Atmos. Chem.* 1988. Vol. 7. P. 73–91.

*V.F. RADIONOV, D.M. KABANOV, V.V. POLKIN, D.E. SAVKIN,
S.M. SAKERIN, E.E. SIBIR*

VARIABILITY OF CHARACTERISTICS OF AEROSOL AND GAS COMPOSITION OF THE ATMOSPHERE ALONG THE ROUTES OF RVS “AKADEMIK FEDOROV” AND “AKADEMIK TRESHNIKOV” IN PERIOD OF 59th RUSSIAN ANTARCTIC EXPEDITION

Measurements of aerosol-gas composition of the atmosphere, performed onboard RVs “Akademik Fedorov” and “Akademik Treshnikov” during 59th RAE, are discussed. For separate latitudinal zones in the Atlantic and Southern Oceans we presented the average characteristics of atmospheric aerosol optical depth, concentrations of aerosol and black carbon particles in the near-ground layer, total ozone content, as well as the concentrations of minor gas constituents of the atmosphere. We compare the results obtained on the forward and backward routes of RV “Akademik Treshnikov” with the data from previous expeditions.

Keywords: aerosol, aerosol optical depth, trace gases, spatial distribution.

ИЗМЕРЕНИЕ СКОРОСТИ СУБЛИМАЦИИ СНЕГА НА СТАНЦИИ ВОСТОК, ЦЕНТРАЛЬНАЯ АНТАРКТИДА

канд. геогр. наук А.А. ЕКАЙКИН^{1,2}, метеоролог В.А. ЗАРОВЧАТСКИЙ³,
канд. геогр. наук В.Я. ЛИПЕНКОВ¹

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

² — Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле

³ — Российская антарктическая экспедиция, Санкт-Петербург

На протяжении пяти летних сезонов и двух зимовок Российской антарктической экспедиции на станции Восток (Антарктида), в 2011–2015 гг., проводились прямые измерения скорости сублимации снега. Установлено, что скорость сублимации зависит от двух параметров: приземной температуры воздуха и скорости ветра. В холодный период года (при средней суточной температуре $< -45^{\circ}\text{C}$) скорость сублимации примерно равна нулю, или даже имеет место конденсация водяного пара из атмосферы на снежную поверхность, которая в сумме за холодное полугодие составляет до 0,2 мм в.э. Суммарная сублимация снега в теплый период года (ноябрь – февраль) в среднем составляет около 2,3 мм в.э. Однако эта величина учитывает лишь сублимацию с поверхности снега, но не берет в расчет сублимацию снежных частиц во время метелевого переноса. Общая сублимация в течение антарктического лета может составлять 4–5 мм в.э. При современной скорости накопления снега на станции Восток, равной 23 мм в.э./год, годовое количество осадков в этом районе оценивается равным 25–28 мм.

Ключевые слова: Антарктида, снегонакопление, снежный покров, сублимация.

ВВЕДЕНИЕ

Количество осадков — один из наиболее важных климатологических показателей, характеризующий интенсивность влагооборота. При этом измерение количества твердых осадков сопряжено с большими методическими трудностями (Аверьянов, 1990), связанными с выдуванием снега из осадкомерных приборов. В Антарктиде инструментальное измерение количества осадков дополнительно осложняется их малым количеством. Как следствие, имеющиеся данные о количестве осадков по антарктическим станциям крайне ненадежны, и их нужно использовать с большой осторожностью во избежание получения ложных результатов. Гораздо более надежными являются данные о скорости снегонакопления, получаемые путем инструментальных наблюдений на снегомерных полигонах и гляциологических измерений в шурфах и по кернам скважин (см., например (Владимирова и др., 2015)). Во многих случаях именно скорость снегонакопления является конечной целью исследования — например, когда речь идет об оценке вклада изменения баланса массы ледника в уровень мирового океана. Но для сопоставления данных полевых наблюдений с результатами расчетов по региональным и глобальным климатическим моделям нужны данные о количестве осадков.

В условиях плато Центральной Антарктиды, где даже летом отсутствует таяние, а общий перенос снега в результате деятельности ветра равен нулю, применима формула: осадки = накопление + сублимация. Иными словами, наблюдаемая годовая величина накопления снега равна годовому количеству осадков за вычетом сублимации во время «теплого» периода.

Для станции Восток имеются несколько оценок интенсивности летней сублимации снега. Расчетные величины по методу турбулентной диффузии (Артемьев, 1976) показали, что за ноябрь, декабрь и январь должно сублимировать, соответственно, 0,38, 1,9 и 1,9 мм влаги (данные за февраль отсутствуют). Прямые измерения В.К. Ноздрюхина, выполненные летом 1961/62 г., показали меньшие значения: 0,36, 0,50 и 0,56 мм для ноября, декабря и января (Аверьянов, 1990). Напротив, измерения Д.Н. Дмитриева 1982 г. показывают на порядок большие величины (5–14 мм). Но в этом случае использовался образец не снега, а льда, имеющий относительно низкое альбедо, а потому подверженный большей сублимации, поэтому в дальнейшем мы данные Дмитриева не используем.

В настоящей работе мы приводим новые результаты долгосрочных прямых измерений сублимации снега на станции Восток, выполнявшихся между 56-й и 60-й Российскими антарктическими экспедициями (январь 2011 г. – январь 2015 г.), и предлагаем методику для аппроксимации скорости сублимации через температуру приземного воздуха и скорость ветра.

МЕТОДИКА

Для измерения сублимации снега мы использовали метод периодического (еже-суточного) взвешивания образца натурального снега. Измерение массы проводилось каждый день в одно и то же время (в 19 часов по местному времени) с помощью электронных весов *Precisa*. Номинальная точность весов составляет 0,005 г, максимальный допустимый вес образца — 620 г. Температура окружающего воздуха, при которой гарантирована стабильная работа прибора, — до $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$.

С учетом указанных характеристик весов была разработана следующая методика наблюдений. Образец со снегом помещается в пластиковый контейнер белого цвета (альбедо приблизительно такое же, как у снега) с горизонтальными размерами 10×10 см и высотой 6 см. В качестве образца используется блок натурального снега, вырезанный из ненарушенного участка снежной поверхности с наветренной стороны от станции. При характерной плотности снега в районе ст. Восток (около $0,33\text{--}0,35\text{ г/см}^3$) вес образца равен порядка 200–220 г. Контейнер со снегом помещается в снежную толщу таким образом, чтобы поверхность образца была на одном уровне с поверхностью окружающего снега.

После нескольких тестовых измерений мониторинг испарения снега был начат 1 февраля 2011 г. в рабочем режиме. Образец снега и весы были размещены на метеорологической площадке ст. Восток приблизительно в 100 м с наветренной стороны от основных строений станции. Поскольку даже в летний период температура воздуха систематически опускается ниже $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$, для установки весов была использована специальная утепленная будка с подогревом (установка «Улей», рис. 1). В качестве нагревателя в будке использовались лампы накаливания.

Проведенные тесты показали, что реальная точность определения массы образца хуже номинальной и составляет 0,05–0,1 г. Это связано с тем, что будка установлена на рыхлом основании (фирн) и при ветре может испытывать слабые колебания, которые и приводят к ухудшению результатов измерения. Тем не менее погрешность



Рис. 1. Установка для измерения скорости сублимации снега на ст. Восток.

измерений на 1–2 порядка меньше суточного изменения массы образца и поэтому удовлетворительна для целей нашего исследования.

Таким образом, для каждого суточного срока мы определяем изменение массы образца, а также выписываем из метеорологической таблицы ТМ-1 минимальные, максимальные и средние суточные значения температуры воздуха, среднюю скорость и максимальный порыв ветра, фиксируем все наблюдавшиеся за сутки явления (атмосферные осадки, метелевый перенос снега) и облачность.

Наблюдения велись с 1 февраля 2011 г. по 31 января 2012 г., с 14 декабря 2012 г. по 4 февраля 2013 г. и с 28 декабря 2013 г. по 5 февраля 2015 г. Общее количество сроков наблюдения составило 823. В дальнейшем из общей базы данных мы удалили те сроки, в которые наблюдались атмосферные осадки и метелевый перенос, что могло повлиять на изменение массы образца. После этой фильтрации в базе данных осталось 116 сроков, в которых могла наблюдаться чистая сублимация снега.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

Суточное изменение массы образца колебалось от величин, близких нулю, до почти 0,5 г. Мы пересчитали скорость сублимации в $\text{г}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$ и построили график ее зависимости от порядкового номера дня в году (за 0 принята ночь с 31 декабря на 1 января) — рис. 2. На графике четко виден годовой ход сублимации снега: приблизительно с начала марта по конец октября значения близки нулю, либо наблюдаются отрицательные значения (т.е. осаджение влаги из атмосферы на поверхность снега). С начала ноября скорость сублимации быстро растет, достигает максимума в конце декабря — начале января, а затем быстро снижается до нуля к концу февраля.

Мы осреднили скорость сублимации для каждой декады и посчитали суммарные декадные значения сублимации. Согласно представленным данным, всего за теплый период года в сумме сублимирует 1,9 мм в.э. В холодный период года, в соответствии с ранее опубликованными данными (Аверьянов, 1990), преобладает поток влаги из атмосферы к снежной поверхности интенсивностью 0,001 мм в.э./сут, т.е. общий приrost массы во время зимних месяцев может составлять 0,2 мм в.э.

Теперь определим зависимость интенсивности скорости сублимации от различных метеорологических параметров.

В верхней части рис. 3 показана зависимость скорости сублимации от средней суточной приземной температуры воздуха по данным метеостанции. Как и ожида-

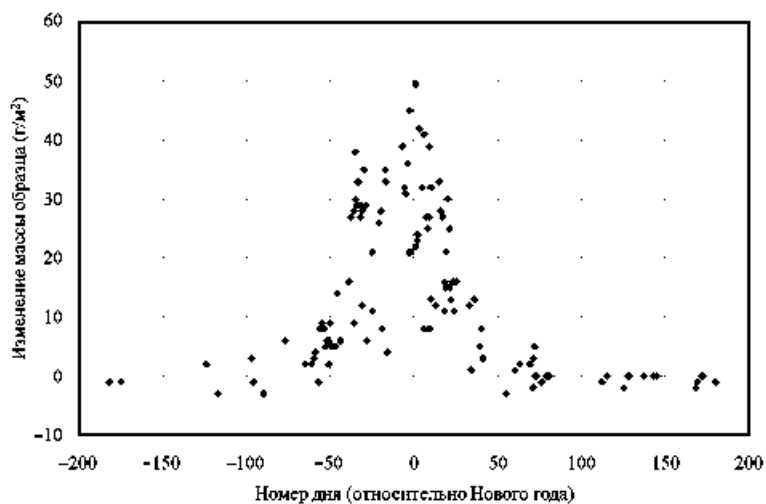


Рис. 2. Годовой ход скорости сублимации снега.

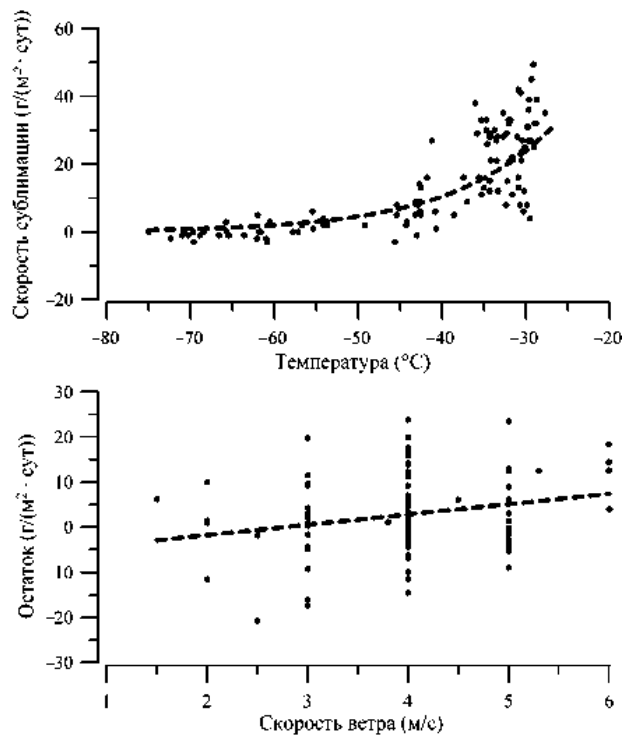


Рис. 3. Зависимость скорости сублимации от приземной температуры воздуха (наверху) и скорости ветра (внизу).

лось, эти два параметра связаны экспоненциальной зависимостью с коэффициентом детерминации ($R^2 = 0,58$). Ниже -45°C связи нет (скорость сублимации практически равна нулю), а выше -45°C зависимость выражается формулой:

$$s = 280,46 \cdot e^{0,0822 \cdot T}, \quad (1)$$

где s — скорость сублимации ($\text{г}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$), а T — температура в $^{\circ}\text{C}$.

Мы также проверили связь между скоростью сублимации и минимальной и максимальной суточными температурами и установили, что наилучшая корреляция наблюдается именно со средней суточной температурой.

Далее мы рассчитали разности между реально измеренной скоростью сублимации и скоростью сублимации по уравнению (1) и сопоставили полученные остатки с другими метеорологическими параметрами. Значимая корреляция ($R = 0,24$) обнаружена лишь со средней суточной скоростью ветра (нижняя часть рис. 3).

Таким образом, можно предложить оценку скорости сублимации снега на Востоке (s) для средних суточных температур воздуха выше -45°C по температуре (T) и скорости ветра (V):

$$s = 280,46 \cdot e^{0,0822 \cdot T} + 2,29V - 6,3. \quad (2)$$

Мы использовали формулу (2) для расчета скорости сублимации для периода с ноября 2011 по февраль 2012 г. по средним суточным данным о приземной температуре воздуха и скорости ветра. Суммарная сублимация за этот период составила 2,4 мм в.э. Эта величина существенно больше указанного выше значения (1,9 мм), полученного по реально измеренным данным. Дело в том, что данные измерений получены в те дни, когда не наблюдалось метелевого переноса снега, т.е. в дни с относительно низкой скоростью ветра (< 6 м/с), тогда как в реальности нередки дни с большей скоростью ветра (в указанный период — до 10 м/с).

Интересно, что если для расчета месячной суммы сублимации использовать средние месячные значения температуры воздуха и скорости ветра, то полученные величины будут в пределах 10 % совпадать с величинами, рассчитанными путем суммирования суточных значений.

Мы использовали этот приближенный подход, чтобы рассчитать среднее значение сублимации снега за теплый период года на станции Восток за весь период инструментальных наблюдений, и получили величину $2,3 \pm 0,2$ мм в.э./год. Эта величина хорошо совпадает с приведенными выше результатами прямых измерений В.К. Ноздрихина и приблизительно вдвое ниже результатов теоретических расчетов А.Н. Артемьева.

Использованная нами методика учитывает лишь сублимацию с поверхности снега, но априори не способна измерить сублимацию частиц снега, участвующих в метелевом переносе. Считается, что последняя составляет 50–80 % от общей величины сублимации снега (Bintanja, Reijmer, 2001). Недоучет метелевого фактора существенно завышает общую оценку накопления снега в Антарктиде (Das et al., 2013).

Таким образом, общая величина годовой сублимации снега на ст. Восток может составлять порядка 4–5 мм в.э., что совпадает с теоретическими расчетами А.Н. Артемьева по тепловому балансу.

При современной скорости накопления снега на станции Восток, равной 23 мм в.э./год (Ekaikin et al., 2014), мы можем оценить количество осадков в этом районе равным 25–28 мм.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На протяжении пяти летних сезонов и двух зимовок Российской антарктической экспедиции на станции Восток (Антарктида) мы проводили прямые измерения скорости сублимации снега. Установлено, что скорость сублимации зависит от двух параметров: приземной температуры воздуха и скорости ветра. В холодный период года скорость

сублимации примерно равна нулю, или даже имеет место конденсация водяного пара из атмосферы на снежную поверхность. Суммарная сублимация снега в теплый период года в среднем составляет около 2,3 мм в.э. Однако эта величина учитывает лишь сублимацию с поверхности снега, но не берет в расчет сублимацию снежных частиц во время метелевого переноса. Общая сублимация в течение антарктического лета может составлять 4–5 мм в.э. При современной скорости накопления снега на станции Восток, равной 23 мм в.э./год, мы оцениваем годовое количество осадков в этом районе равным 25–28 мм.

Дальнейшие работы в этом направлении должны включать измерение потока влаги от поверхности в атмосферу во время метелевого переноса для того, чтобы более точно оценить общую скорость сублимации.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, грант 14-27-00030. Авторы благодарят Российскую антарктическую экспедицию за логистическое обеспечение данных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аверьянов В.Г. Гляциоклиматология Антарктиды. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 200 с.
- Артемьев А.Н. Взаимодействие атмосферы и подстилающей поверхности на антарктическом плато // Тр. Сов. антаркт. экспед. 1976. Т. 66. 107 с.
- Владимирова Д.О., Екайкин А.А., Липенков В.Я., Попов С.В., Шибяев Ю.А. Пространственная изменчивость скорости накопления и изотопного состава снега в Индоокеанском секторе Восточной Антарктиды, включая район подледникового озера Восток // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 1 (103). С. 69–86.
- Bintanja R., Reijmer C.H. A simple parameterization for snowdrift sublimation over antarctic snow surfaces // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106. P. 31,739–731,748.
- Das I., Bell R.E., Scambos T.A., Wolovick M., Creyts T.T., Studinger M., Frearson N., Nicolas J.P., Lenaerts J.T.M., Van den Broeke M.R. Influence of persistent wind scour on the surface mass balance of Antarctica // Nature Geoscience. 2013. Vol. 6. P. 367–371.
- Ekaikin A.A., Kozachek A.V., Lipenkov V.Ya., Shibaev Y.A. Multiple climate shifts in the southern hemisphere over the past three centuries based on central Antarctic snow pits and core studies // Ann. Glaciol. 2014. Vol. 55. P. 259–266.

A.A. EKAYKIN, V.A. ZAROVCHATSKIY, V.Ya. LIPENKOV

MEASUREMENTS OF SNOW SUBLIMATION RATE AT VOSTOK STATION (ANTARCTICA)

During 5 summer seasons and 2 winters of Russian Antarctic Expedition at Vostok Station (Antarctica), 2011–2015. Direct measurements of snow sublimation were conducted. We established that the sublimation rate depends on two parameters: surface air temperature and wind speed. During the cold period of year (March–October with the average day air temperature below -45°C) the sublimation rate is near zero, or even condensation of water vapor on the snow surface occurs (in total up to 0.2 mm w.e.). The total sublimation during the warm period of year (November – February) is about 2.3 mm w.e. However, this value does not take into account the sublimation of the snow particles during the wind-driven snow transport. With this factor, total sublimation could be 4–5 mm w.e. Taking into account the present-day snow accumulation rate at Vostok, 23 mm w.e./year, there was estimated the annual precipitation amount in this area is about 25–28 mm w.e.

Keywords: Antarctica, snow accumulation, snow cover, sublimation rate.

**МОДЕЛИРОВАНИЕ РАЗЛИВОВ НЕФТИ В МОРЕ
ДЛЯ ПЛАНИРОВАНИЯ МЕРОПРИЯТИЙ
ПО ОБЕСПЕЧЕНИЮ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ
ПРИ РЕАЛИЗАЦИИ НЕФТЕГАЗОВЫХ ПРОЕКТОВ.
ЧАСТЬ 1. МЕТОДОЛОГИЯ**

канд. физ.-мат. наук С.Н. ЗАЦЕПА¹, д-р физ.-мат. наук Н.А. ДИАНСКИЙ^{1,2},
канд. техн. наук В.И. ЖУРАВЕЛЬ³, ст. науч. сотр. А.А. ИВЧЕНКО¹,
д-р физ.-мат. наук К.А. КОРОТЕНКО⁴, канд. физ.-мат. наук В.В. СОЛБАКОВ⁵,
ст. науч. сотр. В.В. СТАНОВОЙ⁶, аспирант В.В. ФОМИН⁷

¹ — Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова, Москва, e-mail: zatsepa@gmail.com

² — Институт вычислительной математики РАН, Москва, e-mail: nikolay.diansky@gmail.com

³ — Научно-методический центр «Информатика риска», Москва, e-mail: v.jouravel@ric.msk.ru

⁴ — Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: kkorotenko@gmail.com

⁵ — ФИЦ ИУ РАН – ВЦ РАН, Москва, e-mail: solbakov@ccas.ru

⁶ — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: vstanovoy@yandex.ru

⁷ — Московский физико-технический институт (государственный университет), Москва, e-mail: lihar_89@mail.ru

В первой части статьи обсуждается гидрометеорологическое информационное обеспечение, модели и методы, используемые при моделировании распространения разливов нефти для решения ряда прикладных задач (ПЗ) — подготовки планов ликвидации разливов нефти в море (ПЛРН), анализа совокупной экологической выгоды при выборе стратегий реагирования на разливы (АСЭВ), оценки воздействия на окружающую среду (ОВОС). Предложен подход к определению зоны потенциального воздействия на разлив нефти, даны новые определения для оценивания зон риска распространения нефти и воздействия на береговую зону, для вероятности достижения и воздействия на уязвимые объекты.

Ключевые слова: математическое моделирование, разливы нефти в море, план ликвидации разлива нефти, анализ суммарной экологической выгоды, оценка воздействия на окружающую среду.

Экологическая безопасность нефтегазовых проектов в море обеспечивается подготовкой планов локализации и ликвидации разливов нефти (Планов ЛРН), включающей оценку воздействия на окружающую среду (ОВОС) и выбор стратегий реагирования на основе анализа совокупной экологической выгоды (АСЭВ). В статье рассматриваются методологические аспекты моделирования распространения разливов нефти в море для информационной поддержки вышеназванных задач.

Разлив нефти в море — случайное событие, при котором ни сценарий технической аварии (ЧТО? ГДЕ? КОГДА?), ни метеорологические условия заранее не известны. Выбор стратегий борьбы с разливами нефти и нефтепродуктов имеет региональные особенности, которые во многом обусловлены гидрометеорологическими условиями. Гидрометеорологические условия, с одной стороны, могут затруднить или сделать невозможным немедленное проведение операций по локализации и ликвидации разливов нефти (шторм, туман, ночные условия) и, с другой стороны, определяют вероятные направления распространения разливов и возможность воздействия на уязвимые ресурсы.

Определение риска воздействия разлива нефти на акватории и береговые линии связано с моделированием множества сценариев распространения нефти при гидрометеорологических условиях (Зацепя и др., 2014а), заданных наборами последовательных полей скорости ветра, течений и других гидрометеорологических параметров, полученных из реконструкции гидрометеорологического режима прошлых лет в предположении о квазистабильности климатических условий в регионе интереса.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Расчет распространения и эволюции аварийного разлива нефти в каждом сценарии представляет собой ретроспективный прогноз на основе результатов моделирования циркуляции атмосферы и моря.

В современных моделях морской циркуляции в качестве атмосферного форсинга используются массивы реанализа атмосферных данных или результаты расчетов по региональным моделям атмосферы. На сегодняшний день существует большой выбор массивов реанализов (ERA (Dee et al., 2011), CFSR (Saha et al., 2010а), NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) и др.), представляющих исходные данные для расчетов морской циркуляции. Реанализы отличаются друг от друга пространственно-временным разрешением (от 0,25 до 2,5° по пространству и от одного до шести часов по времени), массивами усваиваемых данных и алгоритмами их усвоения (Saha et al., 2010b) и точностью результатов (Bao, Zhang, 2013). В случаях, когда пространственно-временное разрешение готовых реанализов недостаточно для приемлемой точности расчетов, используются региональные модели атмосферы с улучшенным пространственным разрешением, особенно для расчета атмосферных и гидрологических характеристик в прибрежных областях.

Для расчета полей течений разработан целый ряд численных моделей морской циркуляции, например INMOM (Дианский, 2013), модель ГМЦ (Попов, 2004), POM (Blumberg, Mellor, 1997), ROMS (Haidvogel et al., 2000), AARI–IOCM (Кулаков и др., 2012), DieCAST (Dietrich et al., 2014) и др. Выбор той или иной модели морской циркуляции в задачах, связанных с распространением аварийных разливов нефти, обусловлен в первую очередь адаптацией модели к условиям выбранного региона. Для расчетов прибрежной циркуляции часто требуется более детальное пространственное разрешение, чем в открытом море. Увеличение разрешения может достигаться путем использования метода вложенных сеток. В этом случае возникает проблема задания условий на «жидких» границах, которая в настоящее время не может быть полностью решена. Более перспективным методом является использование нерегулярных сеточных областей со сгущением в нужной акватории, как, например, в моделях INMOM и POM. Использование нерегулярных сеток позволяет уменьшить влияние ошибок в задании граничных условий на «жидких» границах.

Серьезной проблемой гидрометеорологического обеспечения является недостаток надежных данных о ледовых условиях для моделирования разливов нефти в регионах интересов. Область загрязнения при проливах нефти на снег, лед, под лед и между льдин, как правило, имеет размеры порядка нескольких десятков и сотен метров. Данные дистанционного зондирования пока не обеспечивают достаточного разрешения описания ледового покрова, а модели динамики-термодинамики морского льда, используемые в моделях морской термогидродинамики для прогнозов ледовых условий, пока не описывают ледовые поля с необходимыми подробностями в части распределения льдин по размерам. Даже для постоянной сплоченности в ледовом поле могут сложиться принципиально разные условия для распространения нефти — от областей, где превалирует мелкобитый лед, до больших льдин с размерами в несколько километров.

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ НЕФТИ

Процессы распространения и физико-химической трансформации нефти в море включают перенос за счет совокупного действия ветра и течений, растекания под действием сил плавучести и рассеяния турбулентной диффузией, а также испарение, диспергирование, эмульгирование, изменение плотности и вязкости остатка на поверхности (Reed et al., 1999). Нефть и нефтепродукты состоят из смеси фракций, каждая из которых имеет присущие ей физико-химические свойства (плотность, вязкость, поверхностное натяжение, температуру кипения, молекулярный вес). При моделировании распространения нефтяных разливов по поверхности моря и в водной толще необходимо рассчитывать эволюцию фракционного состава, изменение физико-химических свойств нефти, переход нефтяного загрязнения между различными средами (морская поверхность, атмосфера, водная толща, береговая область, лед, дно моря, биота) и изменение ее характеристик (плотности, содержания воды, вязкости).

Математические модели, описывающие эволюцию нефти в море, как правило, основываются на общих физических принципах, результатах лабораторных и, к сожалению, немногочисленных натурных экспериментов. Катастрофа с танкером «Престиж» в Бискайском заливе в 2002 г. и взрыв на нефтяной платформе в Мексиканском заливе стали стимулами в развитии новых подходов к моделированию процессов переноса нефти и проверки моделей в натурных условиях (Castanedo et al., 2006; North et al., 2011; Korotenko et al., 2013 и др.). Погрешности в описании гидрометеорологических полей, пренебрежение внешними факторами и мезомасштабной циркуляцией могут приводить к существенным ошибкам в прогнозе распространения нефтяного загрязнения (Klemas, 2011). Целесообразно также обратить внимание на некоторые методические приемы при моделировании распространения нефти в море, касающиеся расчета площади (конфигурации) и перемещения разлива, которые также могут служить причинами неудовлетворительных результатов, как в ретроспективных, так и в реальных прогнозах. Вопросы выветривания нефти, несмотря на их важность, в статье рассматриваться не будут, так как в большинстве моделей разливов нефти у разных авторов используются похожие параметризации процессов выветривания нефти (Vos, 2005), не требующие региональной привязки.

Для определения положения и конфигурации нефтяного разлива распространенным приемом является использование ансамбля лагранжевых частиц, имитирующих перемещение пятна нефти или его отдельных частей по поверхности моря под действием ветра, течений, волн и турбулентной диффузии. Скорость адвекции

U_a лагранжевых частиц по поверхности моря описывается в большинстве моделей соотношением типа

$$U_a = U_{current} + U_{drift}(W) + U_{wave} + U_{dif}, \quad (1)$$

где W — скорость ветра над нефтяным пятном, $U_{current}$ — скорость течения, рассчитанная в модели течений, $U_{drift}(W)$ — скорость дрейфового течения, рассчитанная параметрически, U_{wave} — скорость переноса за счет волн, U_{dif} — случайная добавка к скорости переноса, обусловленная процессами турбулентной диффузии. Как правило, считается, что в открытом море и вдали от берегов скорость дрейфового течения составляет порядка 3 % (ветровой коэффициент) от скорости ветра и повернута в Северном полушарии на угол порядка 15 градусов вправо при умеренных скоростях ветра. Ветровой коэффициент и угол поворота скорости дрейфового течения могут меняться в разных моделях разливов нефти. Проблема заключается в том, что при расчете течений $U_{current}$ в моделях морской динамики ветер является одним из главных факторов атмосферного форсинга, и чем лучше модели течений описывают динамику верхнего слоя моря, тем меньшее значение может иметь добавочный член $U_{drift}(W)$. Итоговая траектория движения нефтяного разлива в конкретном метеорологическом сценарии будет зависеть от аккуратной настройки ветрового коэффициента и угла поворота скорости дрейфового течения для выбранной модели гидротермодинамики океана и приводного слоя атмосферы. Соотношение (1), несмотря на универсальность формулировки, имеет исключительно выраженную региональную привязку, так как все составляющие правой части определяются из региональных моделей динамики атмосферы, морской динамики и ветрового волнения.

Для расчета площади разлива часто используются соотношения Фэя (Fay, 1971) или Маккея (Mackay et al., 1980). Соотношения Фэя изначально были предложены для оценки площади нефтяного разлива при одномоментном/залповом сбросе нефти на спокойную поверхность воды. Позже полученное автомодельное решение стало применяться для оценки площади разливов с различной интенсивностью и длительностью действия источника сброса с использованием идеологии спиллетов, или элементарных разливов, в модели OILMAP (Spaulding et al., 1992). В моделях (Lehr et al., 2002) и SeaTrack (Liungman, 2011) для расчета площади разлива используется алгоритм случайных блужданий на этапе растекания, при этом коэффициент «искусственной диффузии» определяется из соотношений Фэя для гравитационно-вязкого растекания.

В модели OilMARS (Становой и др., 2007) длительный аварийный разлив нефти представляется в виде большого числа маленьких дискретных разливов — спиллетов, которые с определенной периодичностью поступают от источника загрязнения на поверхность воды. Начальные массы спиллетов зависят от интенсивности сброса, которая может быть переменной во времени. Предполагается, что дискретные спиллеты независимы друг от друга. Каждый спиллет имеет набор параметров: координаты, площадь, плотность и вязкость нефти, количество нефти на поверхности воды, количество испарившейся нефти и т.д. Все параметры спиллетов зависят от времени нахождения данного спиллета на поверхности воды. Используемый подход дает возможность учесть пространственную неоднородность нефтяного пятна, так как в каждый момент времени на поверхности воды находятся спиллеты с разной плотностью, вязкостью, массой и площадью. При этом учитывается влияние пространственно-временной неоднородности гидрометеорологических полей, включая ледовые условия, на перенос и трансформацию отдельных спиллетов.

Для расчета переноса спиллетов используется лагранжев подход, а процессы эволюции нефти рассчитываются на эйлеровых сетках с высоким пространственным разрешением, зависящим от начальной массы спиллетов. Для каждого спиллета генерируется своя сетка, пространственное разрешение которой зависит от начальной массы данного спиллета.

Отметим недостатки, присущие практически всем моделям, использующим технологию спиллетов, и заключающиеся в следующем:

- площадь пятна, рассчитываемая как сумма площадей всех находящихся в данный момент времени на поверхности воды спиллетов минус сумма площадей перекрытия соседних спиллетов, может иметь значительную погрешность за счет неучета площадей многократных перекрытий разных спиллетов при слабых ветрах;
- толщина пятна рассчитывается как пространственное распределение средних толщин каждого спиллета. При перекрытии спиллетов производится суммирование средних толщин пленки в данной точке;
- расчет переноса спиллета производится для центральной точки, и при подходе к берегу отмечается соприкосновение центра спиллета с береговой чертой. Поскольку площадь спиллета может достигать нескольких квадратных километров, то загрязнение берега нефтью периферией данного спиллета не учитывается.

Новым решением в семействе моделей разливов нефти в море является модель SPILLMOD (Овсиенко и др., 2005; Зацепя, 1989). Уравнения модели получены методом возмущений по малому параметру из исходной трехмерной задачи для течения тонкого слоя легкой несжимаемой ньютоновской жидкости на поверхности более плотного субстрата. На поверхностях раздела нефть–вода и нефть–воздух задаются условия непрерывности напряжений и кинематические условия. К особенностям задачи о распространении нефти относится то, что область, в которой ищется решение, сама является искомой величиной, а геометрические размеры области возможного решения могут меняться на несколько порядков, что исключает применение расчетных сеток с постоянным пространственным разрешением. Технология, использованная в модели SPILLMOD, формально может быть отнесена к большой группе вычислительных схем, именуемой методом частиц в ячейках, поскольку обладает всеми основными признаками этих методов, а именно:

- дискретное представление среды в виде набора лагранжевых элементов (частиц);
- использование эйлеровых расчетных сеток для описания полей;
- расщепления вычислительного цикла на процессы адвекции и изменение состояния среды в предположении «замороженности» полей.

Важным отличием модели SPILLMOD от других моделей растекания является решение проинтегрированных по вертикальной координате уравнений гидродинамики в областях с произвольной геометрией контактных границ. Это обстоятельство дает возможность рассчитать конфигурацию нефтяного слика в произвольный момент времени и распределение толщины нефти в пятне. Модель SPILLMOD и вычислительная технология ее реализации допускает проведение расчетов с учетом применения основных средств ЛАРН. Боновые заграждения представлены в модели как неподвижные или движущиеся полупроницаемые контактные границы. «Свойства» боновых заграждений — их длина, эффективность удержания нефти, скорость и траектория движения — задаются вместе с исходными данными для моделирования. Нефте-

сборные системы моделируются как искусственное перемещение нефти из области действия нефтесборной системы, определяемой ее производительностью и радиусом захвата, в емкости для временного хранения для последующей транспортировки и утилизации. Применение диспергентов моделируется либо путем изменения поверхностного натяжения нефти в пределах некоторой области, определяемой параметрами средств применения диспергента, что приводит к увеличению потока массы нефти с поверхности в водную толщу, либо заданием искусственного потока нефти с поверхности в соответствии с параметрами технических средств применения диспергентов.

К недостаткам модели SPILLMOD следует отнести высокие вычислительные затраты, неоправданные при проведении ансамблевых расчетов.

Случайный характер сценария аварии, связанной с проливом нефти или нефтепродуктов в море, обуславливает необходимость определения подобластей акватории и побережий региона интереса, внутри которых расположены или могут находиться объекты экосистемы, потенциально уязвимые разливами. Совокупность таких подобластей будем называть зоной потенциального воздействия.

ОЦЕНКА ЗОНЫ ПОТЕНЦИАЛЬНОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ

Зона потенциального воздействия от разливов нефти (ЗПВ) зависит, с одной стороны, от масштабов и сценария технической аварии, а с другой стороны, от гидрометеорологических условий, возможных в регионе интереса. Для оценки возможных экологических последствий аварии следует рассчитывать распространение нефти на фоне всех гидрометеорологических ситуаций, возможных в регионе интереса. ЗПВ для конкретных сценариев технических аварий могут быть получены путем многократных расчетов с помощью наиболее полных моделей нефтяных разливов, которые могут быть построены либо на технологии спиллетов (Spaulding et al., 2004; Становой и др., 2007), по сути тех же элементарных разливов, либо на более сложных вычислительных технологиях типа модели SPILLMOD (Овсиенко и др., 2005).

В большинстве случаев для каждого объекта нефтегазового сектора или его инфраструктуры, представляющего потенциальную угрозу экологической безопасности для акватории и побережий в случае ситуации, связанной со сбросом в морскую среду нефти и нефтепродуктов, необходимо рассматривать некоторый ансамбль сценариев технических аварий. В таких случаях начинают сказываться высокие вычислительные затраты при реализации интегрированных моделей, неоправданные при проведении ансамблевых расчетов, и для определения ЗПВ представляется допустимым и эффективным использовать более простые модели, где площадь нефтяного пятна рассчитывается параметрически и точность расчета конфигурации разлива менее важна, чем его перенос ветром и течениями.

Для большинства сценариев технической аварии технологически эффективно рассчитывать данную задачу в три этапа. На первом этапе рассчитать траектории перемещения по поверхности моря одномоментных, или залповых, сбросов нефти в результате совокупного действия ветра и течений. Далее предполагается, что каждый продолжительный сброс нефти состоит из последовательности небольших залповых сбросов (элементарных разливов), причем, как иногда случается, с различной интенсивностью истечения. Для большинства практических задач достаточно принять дискретизацию в описании источника сброса равной 1 часу, а продолжительность расчетов определяется максимальным временем достижения характеристиками разлива пороговых значений толщины или концентрации.

На втором этапе, следует рассчитать параметры выветривания для каждого из элементарных разливов в соответствии с гидрометеорологическими условиями, определенными по полям метеорологических параметров и траекториям распространения разливов.

Третий этап будет заключаться (а) в «сборке» сценария/ев распространения продолжительного разлива нефти или нефтепродукта из ансамбля траекторий перемещений элементарных разливов нефти с учетом соответствующих изменений физико-химических характеристик остатка на поверхности моря из-за процессов выветривания и (б) статистической обработке результатов. На рис. 1 тонкими серыми линиями показаны 72 траектории распространения элементарных разливов, а толстыми линиями — упрощенные конфигурации 72-часового разлива на конец каждых суток 10-суточного периода, цифры на рисунке соответствуют времени в сутках, которое прошло от начала разлива*.

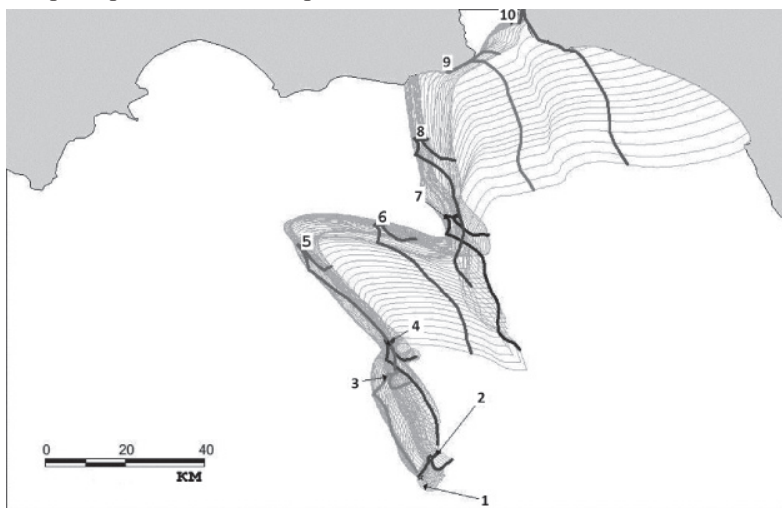


Рис. 1. Пример «сборки» сценария продолжительного сброса нефти из серии элементарных разливов.

Трехэтапная схема оценки ЗПВ представляется предпочтительной, во-первых, из-за меньших вычислительных затрат и, во-вторых, из-за возможности рассмотреть большее количество гидрометеорологических сценариев.

В рамках сценария распространения нефти рассчитываются последовательные положения разлива, обусловленные переносом нефти по поверхности моря, количество нефти, испарившейся в атмосферу, попавшей в водную толщу и на побережье, оцениваются изменения геометрических параметров (площадь, толщина, линейные размеры), протяженность загрязненной береговой линии и изменения в результате выветривания физико-химических характеристик нефти, таких как плотность и вязкость.

Одной из составляющих оценки риска воздействия на окружающую среду является определение зон риска распространения нефти, представляющих поле ми-

* Все приведенные в работе рисунки подготовлены в демонстрационных целях для обсуждения выходной продукции моделирования разливов нефти по материалам реконструкций гидрометеорологических условий, выполненных авторами в различных проектах по информационному обеспечению планов ЛАРН и проведению АСЭВ.

нимального времени достижения участков акватории. Для расчета зон риска потенциального воздействия область, определяемая по ансамблю траекторий возможного распространения нефти, покрывается сеткой с пространственным разрешением, достаточно подробным для описания особенностей распределения статистических характеристик ансамбля траекторий, но не слишком мелким для исключения шума, обусловленного дискретизацией моментов времени сброса нефти. Сеточное представление необходимо как промежуточная стадия для перехода к графическому представлению зон риска распространения нефти в виде контуров или изолиний, ограничивающих соответствующие области.

При попадании разлива со средней толщиной выше некоторой заданной величины на участок акватории (в ячейку сетки с индексами i, j) регистрируется время достижения T_{ij}^k , где k — номер метеорологического сценария. Минимальное время достижения $\min\{T_{ij}^k\}$, рассчитываемое для каждого участка акватории, учитывает все встречавшиеся в регионе интереса гидрометеорологические ситуации и дает основания для утверждения, что объекты, находящиеся за пределами зон риска, не будут подвержены негативному воздействию разливов нефти в пределах указанных промежутков времени.

В результате расчетов распространения нефти для ансамбля метеорологических сценариев можно определить частоты достижения участков морской акватории разливом с учетом выполнения набора условий на значения характеристик разлива. Эта величина является монотонной неубывающей функцией от времени в каждой точке пространства.

Если n — общее число регистрируемых событий в ячейке, то $P_{xy} = n/N$ есть оценка вероятности воздействия разлива нефти в области акватории с координатами центра $\{x, y\}$, где N — число всех рассмотренных метеорологических сценариев. Изолинии поля минимального времени достижения (МВД) точек акватории $T_a(x, y) = \min\{T_{ij}^k\}$ соответствуют контурам областей, за пределы которых разлив не выйдет в заданные промежутки времени после аварии. Когда в каждой точке ЗПВ определено $T(x, y)$ и вероятность воздействия P_{xy} , то возможна своего рода «фильтрация» поля МВД по уровню вероятности.

Определим $P(x, y, t)$ как эмпирическую вероятность достижения разливом точки области $\{x, y\}$ акватории, где t — время от начала разлива. Выберем набор отметок времени $t = \{t_1, t_2, \dots\}$ (например, 1 сутки, 2 суток, ...). Назовем экстремальными зонами риска совокупность областей акватории $\delta S(t_m)$, $m = \{1, 2, 3, \dots\}$, для которых выполняется условие

$$P(x, y, t_m) > t_0, \quad (2)$$

а зонами риска с уровнем вероятности P_0 набор областей $\delta S_{P_0}(t_m)$, $m = \{1, 2, 3, \dots\}$, для которых выполняется условие

$$P(x, y, t_m) > P_0. \quad (3)$$

Данная характеристика может быть связана с количеством метеорологических сценариев, при которых разлив нефти достигает участка акватории в пределах заданных значений времени и при соблюдении некоторых условий, например, средняя толщина нефтяного пятна должна превышать заданное значение, определенное из соображений экологической безопасности или эффективности реагирования.

На рис. 2а показаны экстремальные зоны риска распространения разливов нефти в безледный период для одного из возможных сценариев технической аварии

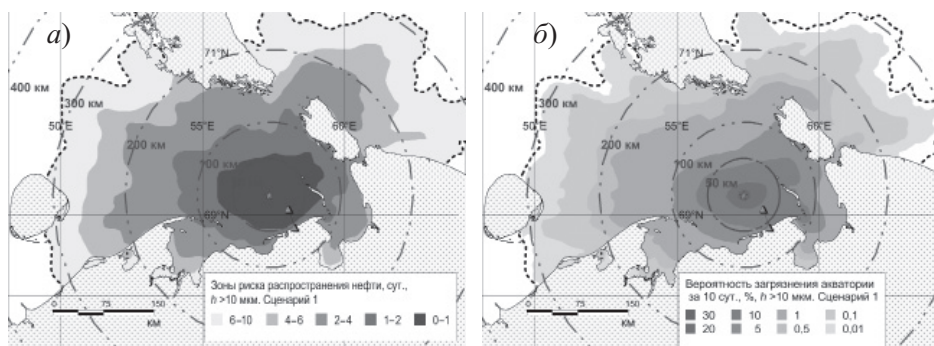


Рис. 2. Зоны риска распространения нефти с учетом экстремальных сценариев (а) и вероятность загрязнения участков акватории (б).

в районе МЛСП «Приразломная» в Печорском море, а на рис. 2б вероятности загрязнения участков акватории за 10 суток. Все характеристики рассчитаны при условии, что в момент обнаружения нефти в соответствующих областях акватории ее средняя толщина превышала 10 мкм.

В отличие от результатов расчетов экстремальных зон риска, показанных на рис. 3б, обуславливающих необходимость защиты ООПТ на острове Колгуев на седьмые сутки после аварии, результаты, представленные на рис. 3а, говорят о том, что поскольку вероятность достижения острова за 10 суток от начала аварии менее 0,5 %, то с большой вероятностью время для проведения операций ЛРН и защиты побережий составит более 7 суток. Аналогично, поскольку вероятность достижения

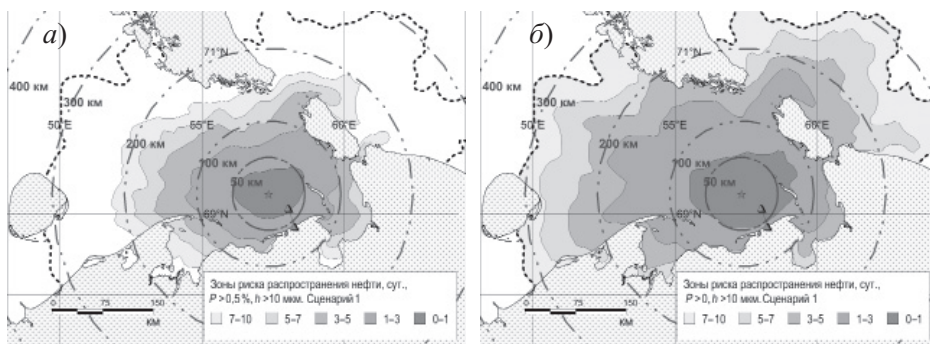


Рис. 3. Зоны риска с учетом экстремальных значений (а) и отфильтрованные по уровню вероятности (б).

областей побережья острова Долгий в течение первых суток после аварии менее 0,5 %, то 24-часовая готовность для развертывания мероприятий по защите берегов по факту разлива нефти может считаться приемлемой, что не следует из рассмотрения экстремальных зон риска. Определенные с учетом уровня вероятности зоны риска при сравнении с экстремальными оказываются более устойчивыми к «выбросам» траекторий, которые соответствуют событиям редкой повторяемости.

ОЦЕНКА ВОЗДЕЙСТВИЯ РАЗЛИВА НЕФТИ НА БЕРЕГОВУЮ ЗОНУ

В простом случае одномоментного/залпового сброса нефти неблагоприятным событием можно считать пересечение траектории движения нефтяного пятна с ли-

нией берегового контура при условии, что количество нефти при подходе разлива к берегу достаточно, чтобы вызвать существенное загрязнение береговой полосы. На практике бывают ситуации, когда траектория движения нефтяного пятна, рассчитанная по численным моделям, не пересекает береговой контур, но проходит в «опасной» близости от него. В работе (Зацепа и др., 2014б) было отмечено, что неизбежные погрешности, возникающие при расчете характеристик гидрометеорологических условий, приводят к необходимости определения области вероятного обнаружения (ОВО) разлива нефти, наряду с его наиболее вероятным положением. Из этого следует, что факт воздействия на береговую зону может быть определен как реализация события, состоящего из «подхода» разлива к берегу на расстояние, меньшее, чем радиус ОВО. Альтернативным технологическим решением для оценки вероятности воздействия на берега может быть расчет пересечения траектории движения нефтяного разлива или семейства траекторий движения элементарных разливов, в совокупности представляющих реализацию сценария более сложной технической аварии, с границей буферной зоны, определяемой средствами современных ГИС для любого географического объекта.

Во время продолжительного сброса нефти область нефтяного загрязнения растет пропорционально скорости течения, и, таким образом, протяженный разлив можно рассматривать как суперпозицию точечных источников. Вероятность достижения какой-либо частью протяженного разлива береговой зоны, как правило, выше, чем в случае залпового сброса нефти, однако количество нефти, которое может быть выброшено волнами на погонный метр берега, оказывается существенно ниже, чем при залповом сбросе того же объема.

Береговой контур в моделях динамики атмосферы и океана, как правило, задается соответствующим выделением ячеек сетки, относящихся к суше. Использование геоинформационных систем в модельных комплексах для расчетов распространения нефти в море создает удобную возможность для анализа вероятных последствий при взаимодействии нефтяного разлива с берегом. Береговой контур в ГИС задается в виде полилинии с детальностью, зависящей от масштаба карты. Факт пересечения траектории(ий) движения разлива(ов) нефти с участком береговой линии может рассматриваться как загрязнение данного участка и, возможно, соседних, что зависит от соотношения размера пятна при подходе к берегу и протяженности фрагментов полилинии, аппроксимирующей береговой контур.

К ОПРЕДЕЛЕНИЮ ВЕРОЯТНОСТИ ВОЗДЕЙСТВИЯ

При определении вероятности поражения какого-либо объекта разливом нефти использование понятия «траектория» перемещения слика может приводить к значительным ошибкам. Более корректно определять пересечение двух областей — области уязвимого объекта (УО) и последовательных конфигураций области нефтяного загрязнения. В статистических оценках необходимо учитывать все последовательные конфигурации нефтяного разлива в рассматриваемом интервале времени на предмет их пересечения либо с контуром интересующего нас объекта, либо с определенной областью акватории.

Если хотя бы одна из последовательных конфигураций нефтяного разлива, пересекает область рассматриваемого УО, то этот факт считается неблагоприятным событием. Отношение определенных таким образом неблагоприятных событий к общему количеству рассмотренных сценариев представляет оценку вероятности

достижения разливом нефти УО. При этом могут быть использованы дополнительные условия. Например, событие можно считать неблагоприятным, если к моменту достижения разливом УО толщина пленки нефти будет выше заданной, а в случае внутриводного загрязнения — концентрация ЗВ выше ПДК.

Определенная таким образом вероятность достижения УО зависит от времени и может быть рассчитана для заданных промежутков времени после начала разлива. Вероятность достижения разливом нефти УО при соблюдении вышеуказанных условий будет стремиться к некоторой предельной величине при увеличении указанного промежутка времени, так как, например, превышение средней толщины нефти заданных значений существует ограниченное время из-за процессов растекания и выветривания.

Для каждого метеорологического сценария можно определить время, в течение которого нефтяной разлив (нефтяная пленка) находится в области УО, и среднее время по всему ансамблю гидрометеорологических сценариев. Для ансамбля метеорологических сценариев можно определить среднее время существования условий (например, толщины пленки нефти, концентрации нефти в воде выше заданных значений и др.). Отношение среднего времени воздействия на УО к среднему времени существования условий является оценкой вероятности воздействия на УО.

Первое из вышеприведенных определений (вероятность достижения) используется при подготовке плана ЛАРН, второе — вероятность воздействия — при решении экологических задач.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье изложены общие принципы и некоторые технические приемы, использующиеся при проведении математического моделирования распространения аварийных разливов нефти в море, для обеспечения информационной поддержки при планировании комплекса первоочередных мер по защите морской среды и побережий от негативного влияния нефтяного загрязнения. Определение будущего разлива нефти как случайного события обуславливает необходимость вероятностных оценок возможного воздействия разливов на уязвимые объекты. Предложена новая формулировка определения зон риска распространения нефти, учитывающая оценку вероятности достижения соответствующих областей акватории и устойчивая к «выбросам» траекторий с редкой повторяемостью. В работе обсуждаются новые определения для вероятности достижения/воздействия на уязвимые объекты на поверхности моря и на побережье. Перечисленные характеристики определяют масштабы, характер и географическое положение потенциального воздействия разливов, что является, по сути, основой для решения различных прикладных задач.

Исходные данные для моделирования разливов требуют задания всех возможных гидрометеорологических условий в районах добычи и на маршрутах транспортировки нефти, что обеспечивается актуализированными гидрометеорологическими моделями регионального уровня. Подготовка таких исходных данных весьма трудоемка, но только в этом случае могут быть проверены, оценены и обоснованы плановые стратегии и технологии борьбы с разливами, выявлены объективные ограничения для реагирования по гидрометеорологическим условиям и обеспечено оперативное прогнозирование с целью управления операциями ЛРН.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Русского географического общества в рамках проектов № 14-07-00513, № 14-07-00434 и № 15-07-04871, № 13-05-41214 РГО_а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дианский Н.А.* Моделирование циркуляции океана и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия. М.: Физматлит, 2013. 272 с.
- Зацева С.Н.* Динамика растекания нефти по поверхности моря: Автореф. ... дис. канд. физ.-мат. наук. М., 1989. 32 с.
- Зацева С.Н., Ивченко А.А., Журавель В.И., Солбаков В.В., Становой В.В.* Анализ риска распространения аварийных разливов нефти на примере Обской губы Карского моря // *Арктика: экология и экономика*. 2014. № 3 (15). С. 30–45.
- Зацева С.Н., Ивченко А.А., Москвичев А.М., Солбаков В.В., Становой В.В.* К оценке области возможного обнаружения нефтяного загрязнения при прогнозировании распространения аварийных разливов нефти в море // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2014. № 4 (102). С. 61–70.
- Кулаков М.Ю., Макитас А.П., Шутилин С.В.* AARI–IOCM — совместная модель циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2012. № 2 (92). С. 6–18.
- Овсиенко С.Н., Зацева С.Н., Ивченко А.А.* Моделирование разливов нефти и оценка риска воздействия на окружающую среду // *Труды ГОИН*. 2005. Вып. 209. С. 248–271.
- Попов С.К.* Моделирование климатической термохалинной циркуляции в Каспийском море // *Метеорология и гидрология*. 2004. № 5. С. 76–84.
- Становой В.В., Лавренев И.В., Неелов И.А.* Система моделирования разливов нефти в ледовитых морях // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2007. Вып. 77. С. 7–16.
- Bao X., Zhang F.* Evaluation of NCEP–CFSR, NCEP–NCAR, ERA–Interim, and ERA–40 reanalysis datasets against independent sounding observations over the Tibetan Plateau // *J. of Climate*. 2013. Vol. 26. № 1. P. 206–214.
- Blumberg A.F., Mellor G.L.* A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model // *Three-dimensional coastal ocean models* / Ed. N. Heaps. American Geophysical Union, 1987. P. 1–16.
- Castanedo S., Medina R., Losada I.J., Vidal C., Méndez F.J., Osorio A., Juanes J.A.* The Prestige oil spill in Cantabria (Bay of Biscay). Part I: Operational forecasting system for quick response, risk assessment, and protection of natural resources // *J. of Coastal Research*. 2006. Vol. 22 (6). P. 1474–1489.
- Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J. et al.* The ERA Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // *Quart. J. of the Royal Meteorological Society*. 2011. Vol. 137. № 656. P. 553–597.
- Dietrich D.E., Bowman M.J., Korotenko K.A., Bowman M.H.* Oil spill risk management. Modelling Gulf of Mexico Circulation and dispersion. Scrivener Publishing, 2014. 216 p.
- Fay J. A.* Physical processes in the spread of oil on a water surface // *International Oil Spill Conference*. American Petroleum Institute, 1971. Vol. 1971. № 1. P. 463–467.
- Haidvogel D.B., Arango H.G., Hedstrom K., Beckmann A., Malanotte-Rizzoli P., Shchepetkin A.F.* Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: simulations in nonlinear terrain-following coordinates // *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 2000. Vol. 32. № 3. P. 239–281.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Joseph D.* The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // *Bull. of the American meteorological Society*. 1996. Vol. 77. № 3. P. 437–471.
- Klemas V.* Tracking oil slicks and predicting their trajectories using remote sensors and models: case studies of the Sea Princess and Deepwater Horizon oil spills // *J. of Coastal Research*. 2010. Vol. 26. Issue 5. P. 789–797.
- Korotenko K.A., Bowman M.J., Dietrich D.E., Bowman M.H.* Modeling 3-D Transport and Dispersal of Oil Plume Released During BP/Horizon Accident in the Gulf of Mexico in 2010 // *J. of Sustainable Energy Engineering*. 2013. Vol. 1. № 1. P. 85–104.

- Lehr W., Jones R., Evans M., Simecek-Beatty D., Overstreet R.* Revisions of the ADIOS oil spill model // *Environmental Modelling & Software*. 2002. Vol. 17. № 2. P. 191–199.
- Liungman O., Mattsson J.* Scientific Documentation of Seatrack Web; physical processes, algorithms and references. Swedish Meteorological and Hydrological Institute, 2011. 32 p.
- Mackay D., Buist I., Mascarenhas R., Paterson S.* Oil spill processes and models // *Environment Canada Report No EE-8*. Ottawa, Ontario, 1980. 96 p.
- North E.W., Adams E.E., Schlag Z., Sherwood C.R., He R., Hyun K.H., Socolofsky S.A.* Simulating oil droplet dispersal from the Deepwater Horizon spill with a Lagrangian approach // *Geophys. Monogr. Ser.* 2011. Vol. 195. P. 217–226.
- Reed M., Johansen O., Brandvik P.J., Daling P., Lewis A., Fiocco R., Mackay D., Prentki R.* Oil spill modeling towards the close of the 20th century: overview of the state-of-the-art // *Spill Science Technology Bull.* 1999. № 5. P. 3–16.
- Saha S., Moorthi S., Pan H. et al.* The NCEP Climate Forecast System Reanalysis // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2010. Vol. 91 (8). P. 1015–1057.
- Saha S., Moorthi S., Wu X. et al.* The NCEP Climate Forecast System Version 2 // *J. Climate*. 2010. Vol. 27. P. 2185–2208.
- Spaulding M., Howlett E., Anderson E., Jayko K.* OILMAP: a global approach to spill modelling // *Proc. of 15th Arctic Marine Oil Spill Program Tech. Seminar*, Environment Canada, Ottawa, Ontario. 1992. P. 15–21.
- Vos R.J.* Comparison of 5 oil weathering models // *Werkdocument RIKZ/ZD/2005.011W*. 49 p. URL: <http://edepot.wur.nl/174594>. [Дата обращения 03.08.2015]

*S.N. ZATSEPA, N.A. DIANSKY, V.I. ZHURAVEL, A.A. IVCHENKO,
K.A. KOROTENKO, V.V. SOLBAKOV, V.V. STANOVOY, V.V. FOMIN*

SIMULATION OF OIL SPILLS IN THE SEA FOR PLANNING MEASURES TO ENSURE ENVIRONMENTAL SAFETY IN OIL AND GAS PROJECTS.

PART I. METHODOLOGY

In the first part of the paper, the problem of oil spills forecasting and hindcasting support with hydrometeorological information, models and methods is discussed. The issue is considered in the context of the applied problems – oil spills response planning, analysis of cumulative environmental benefits, the environment impact assessment. A new approach for evaluation of oil spill potential impact risk zones is proposed, as coastal sections and vulnerable regions possible impact probabilities.

Keywords: Mathematical modeling, oil spills in sea, oil spill response plans, analysis of total environmental benefits, environmental impact assessment.

КОРРЕКТИРОВКА МЕСЯЧНЫХ СУММ ТВЕРДЫХ ОСАДКОВ ДЛЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В АРКТИКЕ

канд. геогр. наук Н.Н. БРЯЗГИН

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

Предлагается метод корректировки месячных сумм твердых осадков, измеряемых на арктических станциях, обеспечивающий приемлемую точность определения параметров их временной изменчивости для климатических исследований.

Ключевые слова: осадки, коррекция, месячные суммы, изменчивость.

Получение надежных количественных характеристик выпадающих осадков затруднено тем обстоятельством, что измеренные величины содержат как случайные, так и систематические ошибки. Кроме того, в разные годы для их измерений использовались разные приборы. В Арктике до 1954 г. использовался дождемер с защитой Нифера. Основная погрешность дождемера связана с выдуванием из него твердых осадков. С 1952 г. в Арктике дождемер начали заменять на осадкомер Третьякова О-1. Главная погрешность нового осадкомера — наметание снега в осадкомерное ведро с поверхности снежного покрова при сильном ветре. Переход от дождемерных наблюдений к осадкомерным выявил неоднородность данных, особенно заметную в зимний период на полярных станциях, где отмечаются сильные метели. Пример отличий результатов этих двух видов наблюдений за осадками приведен в табл. 1 (Aleksandrov et al., 2005).

Методика приведения месячных сумм осадков, измеренных дождемером Нифера, к наблюдениям по осадкомеру Третьякова в полярных районах была разработана на основе сравнения результатов параллельных измерений этими приборами, проводившихся на сети арктических станций в 1950–1954 гг. В ре-

Таблица 1

**Месячные суммы осадков в январе на о. Диксон,
измеренные дождемером (1945–1952 гг.) и осадкомером Третьякова (1953–1960 гг.), мм**

Год	Осадки	Год	Осадки
1945	4	1953	49
1946	4	1954	167
1947	3	1955	86
1948	3	1956	49
1949	4	1957	32
1950	3	1958	39
1951	8	1959	18
1952	5	1960	13

зультате было установлено, что величина систематических различий между месячными суммами осадков, измеренных осадкомером Третьякова и дождемером с защитой Нифера: 1) всегда положительна; 2) зависит от вида осадков — жидкие, смешанные, твердые; 3) для твердых осадков она зависит и от их количества. Но всегда, вне зависимости от вида осадков и их количества, эта разница возрастает с увеличением скорости ветра, что связано с конструктивными особенностями используемых приборов.

Величины коэффициентов для пересчета месячных сумм осадков, измеренных дождемером с защитой Нифера, к значениям этих величин по измерениям осадкомером Третьякова приведены в табл. 2 (Aleksandrov et al., 2005; Bryazgin, 1996).

Таблица 2

Поправочные коэффициенты для пересчета месячных сумм осадков по дождемеру к осадкомерным для жидких (Кж), для смешанных (Кс) и для твердых (Кт) осадков

Среднемесячная скорость ветра по флюгеру, м/с	Кж	Кс	Количество измеренных дождемером твердых осадков, мм Кт		
			0–10	11–20	> 21
1	1,02	1,15	1,4	1,3	1,2
2	1,03	1,26	1,9	1,7	1,3
3	1,05	1,37	2,5	2,0	1,4
4	1,07	1,48	3,2	2,3	1,5
5	1,09	1,55	3,9	2,5	1,6
6	1,12	1,66	4,2	2,7	1,8
7	1,15	1,71	4,4	2,9	1,9
8	1,17	1,85	4,6	3,1	2,1
9	2,00	1,93	4,8	3,3	2,2
10	2,24	2,00	5,0	3,5	2,3
11	2,27	2,10	5,2	3,6	2,4
12	3,30	2,20	5,4	3,8	2,6
13	—	—	5,6	4,0	2,7
14	—	—	5,8	4,1	2,9
15	—	—	6,2	4,3	3,0

Месячные суммы осадков рассчитываются по данным ежедневных (2 раза в сутки) измерений стандартным осадкомером ОС-1. Осадкомер имеет 4 вида погрешностей: за счет смачивания внутренних стенок и дна осадкомерного сосуда, за счет испарения собранных осадков между сроками смены осадкомерных ведер, за счет ветрового недоучета выпадающих осадков и наибольшая ошибка — за счет наметания ложных осадков (снега с поверхности снежного покрова) во время метелей.

По полученным экспериментальным оценкам погрешность за счет смачивания составляет +0,2 мм на каждое измерение жидких осадков и +0,1 мм — для твердых и смешанных. Эти поправки вносятся непосредственно наблюдателями на арктических станциях. Когда отмечается 00 мм (менее 0,5 деления осадкомерного стакана), вводится поправка +0,05 мм (Указания, 1969).

Величина погрешности осадкомерных измерений за счет испарения осадков из ведра оценивается от 2 до 10 % месячной суммы. Эта поправка на станциях не

вводится и должна учитываться в климатических исследованиях. Один из способов ее учета предложен в работе (Aleksandrov et al., 2005).

В этой же работе описан способ коррекции месячных сумм осадков разного вида (жидких, смешанных и твердых) в зависимости от скорости ветра. Но он достаточно трудоемок и требует для корректировки количества твердых осадков срочной ежедневной информации о наличии или отсутствии метели на протяжении исследуемого месяца, что практически трудновыполнимо.

Ниже предлагается методика исправления месячных сумм осадков за холодный период на арктических станциях без учета скорости ветра. Она основана на сравнениях измеренных месячных сумм твердых осадков с накопленным за месяц запасом воды в снежном покрове. Для исследования были выбраны станции, на которых измерения высоты снежного покрова в минимальной степени были подвержены эффекту ветрового снегопереноса. Снегомерные наблюдения на них производились преимущественно на полянах в лесу. В этом случае можно считать, что накопленный за месяц запас воды в снежном покрове равен количеству месячных осадков.

СУБАРКТИЧЕСКИЕ И АРКТИЧЕСКИЕ СТАНЦИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Исследования проводились по данным наблюдений на станциях северных регионов: Печорский бассейн, Архангельская, Мурманская, Омская области, Красноярский край, Якутия, Чукотка. В каждом регионе выбрано от 5 до 17 станций, имеющих наблюдения за снежным покровом и осадками без всяких поправок на поляне в лесу. Месячные значения запаса воды в снежном покрове вычислялись как разности измеренных водозапасов в предыдущий и последующий месяцы. Для учета испарения снежного покрова в ряды запаса воды вводили поправку на испарение 5–8 мм/мес для разных месяцев (Арэ, 1981; Кузьмин, 1956).

По результатам измерений параметров снежного покрова и осадков были определены поправочные коэффициенты для исправления измеренных месячных сумм твердых осадков. Пример их определения по данным наблюдений на метеорологических станциях в Печорском бассейне представлен в табл. 3. Поправочный коэффициент определялся как результат деления исправленного значения накопленного за конкретный месяц запаса воды на исправленное значение месячного количества осадков (выделены жирным шрифтом в табл. 3).

Таблица 3

Определение поправочного коэффициента (*K*) для исправления измеренных месячных сумм твердых осадков на станциях в Печорском бассейне

Характеристика	Месяцы				
	XI	XII	I	II	III
Измеренный запас воды в снеге, мм	44	100	140	175	209
Накопленный месячный запас воды, мм	—	46	40	35	34
Поправка на испарение, мм	—	6	6	7	8
Исправленный накопленный месячный запас воды, мм	—	52	46	42	42
Месячное количество осадков, мм	—	41	37	33	32
Поправка на смачивание, мм	—	1,7	1,6	1,5	1,5
Исправленное месячное количество осадков, мм	—	43	39	34	34
Поправочный коэффициент	—	1,21	1,18	1,24	1,24

Поправочные коэффициенты (K) в различных северных регионах

Регионы	Число станций для расчета	Коэффициент K				
		В среднем за зиму	XII	I	II	III
Печорский бассейн	11	1,21	1,20	1,18	1,23	1,23
Архангельская область	8	1,18	1,16	1,16	1,23	1,19
Мурманская область	12	1,26	1,25	1,33	1,29	1,19
Омская область	13	1,33	1,30	1,40	1,40	1,21
Красноярский край	5	1,22	1,20	1,23	1,23	1,23
Якутия	18	1,37	1,35	1,35	1,42	—
Чукотка	14	1,30	1,23	1,36	1,28	1,32

Такие же расчеты были проведены по наблюдениям на станциях в остальных регионах. Полученные поправочные коэффициенты для корректировки измеренных месячных сумм твердых осадков в зимние месяцы с декабря по март приводятся в табл. 4.

В среднем для всех регионов поправочный коэффициент равен 1,27. Наименьшее значение поправочного коэффициента встречается в Архангельской области — 1,18, а наибольшее в Якутии — 1,37. В Якутии более высокое значение коэффициента обусловлено характером влияния сибирского антициклона. Здесь зимой отмечается большая сухость воздуха по сравнению с другими арктическими районами, вследствие чего испарение твердых осадков в осадкомерном ведре происходит более интенсивно. В целом для большинства арктических станций, исключая некоторые, можно использовать средний коэффициент, равный 1,27.

В Арктике имеются станции, на которых отмечается значительное наметание снега в осадкомер во время метелей. Кроме того, снежный покров в окрестностях этих станций сильно перемещается, снег скапливается в понижениях рельефа и частично сдувается в море. Таких станций насчитывается семь: Русская Гавань, Малые Кармакулы, Амдерма, Диксон, Тикси, Певек, Бухта Провидения. Кроме того, на них очень часто наблюдаются общие метели, в случае которых просто невозможно отделить собственно выпадающие осадки и наметенный в осадкомерное ведро снег. Изложенный выше подход к коррекции измеренных значений месячных сумм твердых осадков на этих станциях, к сожалению, невозможен.

ПОЛЯРНЫЕ СТАНЦИИ СЕВЕРНОЙ КАНАДЫ

Исследования возможности корректировки измеренных месячных сумм осадков по данным наблюдений на 15 полярных канадских станциях (Климатический...,

Поправочные коэффициенты (K) для исправления измеренных месячных сумм твердых осадков на канадских станциях

Станция	K	Станция	K	Станция	K
Юрика	1,23	Арктик-Бей	1,18	Доусон	1,15
Алерт	1,21	Кембридж-Бей	1,18	Форт-Гуд-Хоп	1,19
Исаксен	1,17	Аклавик	1,06	Норманн-Уэлс	1,23
Моулд-Бей	1,13	Коппермайн	1,03	Фробишер-Бей	1,06
Резольют	1,16	Корал-Харбор	1,07	Бейкер-Лэйк	1,20

Среднее — 1,15; максимум — 1,23; минимум — 1,03.

1985) выполнены по той же схеме, что и для российских станций, но с учетом того обстоятельства, что канадский осадкомерный прибор исключает наметание снега в осадкомерную емкость. Результаты расчетов коэффициентов за холодный период с сентября по апрель представлены в табл. 5.

Средний коэффициент оказался равным 1,15. Отличие его от среднего коэффициента на российских станциях (1,27) связано не с использованием различных измерительных устройств, а, наиболее вероятно, с различным режимом скоростей ветра в холодный период года. На канадских станциях скорость ветра меньше, чем на российских, и поэтому ветровой недоучет осадков на канадских станциях меньше.

В целом предлагаемая методика исправления месячных сумм твердых осадков применима на большинстве арктических станций для использования в климатических исследованиях характеристик осадков в Арктике.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арэ А.Л.* Испарение снега в Якутии и его связь с элементами метеорологического режима // Материалы гляциологических исследований. 1981. № 41. С. 209–213.
- Климатический справочник Северной Америки. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 448 с.
- Кузьмин П.П.* Физические свойства снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1957. 179 с.
- Указания для гидрометеорологических станций по введению поправок к измеренным величинам атмосферных осадков. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 30 с.
- Aleksandrov Ye.I., Bryazgin N.N., Forland E.J., Radionov V.F., Svyashchennikov P.N.* Seasonal, interannual and long-term variability of precipitation and snow depth in the region of the Barents and Kara seas // Polar Research. 2005. Vol. 24 (1–2). P. 69–85.
- Bryazgin N.N.* Method of measurement and correction of solid precipitation in the Russian Arctic. In: Proceedings of the workshop on the ACSYS solid precipitation climatology project. WCRP-93. Geneva: World Meteorological Organization. WMO/TD. 1996. № 739. P. 30–32.

N.N. BRYAZGIN

METHOD OF CORRECTION OF MONTHLY TOTALS OF SOLID PRECIPITATION IN THE ARCTIC FOR CLIMATIC INVESTIGATIONS

The method of correction of monthly solid precipitation totals at Arctic meteorological stations is described. It provides a satisfactory accuracy of determination of climatic parameters of temporal precipitation variability.

Keywords: Precipitation, correction, monthly total, variability.

ЗАНОСНЫЕ РАСТЕНИЯ НА РОССИЙСКИХ АНТАРКТИЧЕСКИХ НАУЧНЫХ СТАНЦИЯХ

д-р биол. наук М.П. АНДРЕЕВ¹, канд. биол. наук Л.Е. КУРБАТОВА¹,
д-р биол. наук В.И. ДОРОФЕЕВ^{1,3}, учитель географии А.Ю. ИВАНОВ²

¹ — Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург,
e-mail: andreevmp@yandex.ru, korablik-l@mail.ru, vdorofeyev@yandex.ru

² — Гимназия № 85, Санкт-Петербург, aigeo@yandex.ru

³ — Санкт-Петербургский государственный университет

Обсуждаются случаи заноса на антарктический материк сосудистых растений, нехарактерных для антарктической флоры. Всего приводится 12 видов цветковых растений из 7 семейств, встречаемых на территории российских станций Беллинсгаузен, Прогресс и Новолазаревская с 2005 по 2015 г. Появление заносных сосудистых растений в береговых оазисах антарктического континента обусловлено прежде всего возрастающей интенсивностью посещения этих мест людьми. Опасность таких пришельцев для местной антарктической флоры пока незначительна.

Ключевые слова: Антарктика, антарктические станции, заносные растения, флора, растительность, экология, климат, злаковые, бобовые, крестоцветные, гвоздичные, маревые, гречишные, подорожниковые.

Общеизвестно, что флора Антарктиды насчитывает всего два вида нативных сосудистых растений — *Deschampsia antarctica* Desv. (Щучка антарктическая, сем. Poaceae) и *Colobanthus quitensis* (Kunth.) Bartl. (Колобантус кито, сем. Caryophyllaceae). Это положение касается лишь самого антарктического континента и области морской Антарктики, то есть части Антарктического полуострова с близлежащими архипелагами и островами, и не относится к Субантарктике, флора которой существенно богаче и насчитывает не только около 70 видов аборигенных сосудистых растений, но и большое число заносных (Александрова, 1976).

В морской Антарктике оба цветковых растения — и *Deschampsia antarctica*, и *Colobanthus quitensis*, но главным образом — первый из них (Александров и др., 2012) — широко распространены и порой формируют настоящие луговины площадью в десятки и сотни квадратных метров. В континентальной Антарктике нативные цветковые растения не встречаются, и эти территории по праву считаются царством мхов и лишайников.

В последние годы ситуация с разнообразием растений стала заметно меняться. Несмотря на все, порой очень строгие, меры, предпринимаемые администрацией и организаторами национальных антарктических программ, в соответствии с «Мадридским протоколом об охране окружающей среды к Антарктическому договору» (Протокол об охране..., 1996) и другими правилами и регламентациями, установленными для Антарктиды, нежелательные «пришельцы» — растения, несвойственные

антарктической флоре, стали все чаще обнаруживаться на континенте. Отчасти данное явление вызвано значительно возросшим потоком посетителей Антарктиды — участников антарктических экспедиций, исследователей и туристов и большим объемом грузов, доставляемых в Антарктику из самых разных уголков мира. В последнее время заметную роль также играют и изменившиеся климатические условия, позволяющие «пришельцам» прорасти на антарктической почве и существовать какое-то время, по крайней мере в период короткого и холодного антарктического лета.

В настоящее время не затронутых цивилизацией мест в Антарктике практически не осталось. Из субантарктических островов лишь о. Пингвин в архипелаге Крозе и острова Мак-Дональд, расположенные недалеко от архипелага Кергелен, считаются сохранившими оригинальную субантарктическую флору. На всех остальных уже отмечено в общей сложности более 100 заносных видов, главным образом из семейств Poaceae, Asteraceae, Brassicaceae и Juncaceae, некоторые из них распространились на довольно большие площади (Frenot et al., 2005).

Случаи заноса сосудистых растений в «настоящую» Антарктику и их прорастания там пока сравнительно редки и отмечаются лишь вблизи антарктических станций, поскольку именно там вероятность случайного заноса, равно как и обнаружения «растений-пришельцев» людьми, максимальные. Такие находки всегда вызывают заметный интерес полярников и при этом обязательно фиксируются. Чаще всего заносы отмечаются в районах морской Антарктики, имеющих более мягкий климат. При этом дальнейшего распространения в регионе таких растений, часто достаточно адаптированных к экстремальным климатическим условиям высоких широт, пока не происходит. Кроме того, проникнуть в регион, перезимовать и образовать небольшие популяции удастся лишь единичным видам, таким, например, как мятлики — *Poa annua* L. и *P. pratensis* L. (Kappen, Shröeter, 2002; Smith, 2003; Olech, Chwedoezewska, 2008; Peter et al., 2008), но, как правило, и они и некоторые другие виды из числа заносных более одного сезона не выживают (Smith, 1984; 2003). Обычно эти растения проходят лишь первые этапы вегетации, и если даже они не уничтожались людьми, то им все равно не удавалось пережить суровую антарктическую зиму.

К 2011 г. для Антарктики (без островов Субантарктики) было известно уже несколько видов инвазивных сосудистых растений из семейств: Caryophyllaceae, Chenopodiaceae, Cyperaceae, Fabaceae, Poaceae и Polygonaceae.

Для морской Антарктики, наиболее посещаемой людьми и характеризующейся более мягким климатом, заносы инородных растений уже сделались обычными. В частности, в 2006 г. на российской станции Беллинсгаузен и на острове Кинг Джордж на территории китайской станции Великая стена (рис. 1) были обнаружены дернинки злака, определенного ботаниками Йенского университета (Германия) и Британской антарктической службы (Кембридж, Великобритания) как *Poa* cf. *annua* (Peter et al., 2007; 2008), то есть как мятлик однолетний. Злак образовал довольно плотную и высокую дернину и чувствовал себя в летний период, судя по всему, достаточно комфортно. Удалось бы ему перезимовать, неизвестно, поскольку он был уничтожен, в соответствии с рекомендациями Мадридского протокола.

В том же году в районе склада на территории станции Беллинсгаузен проросло неизвестное растение из сем. Fabaceae. Имеющаяся фотография этого проростка (рис. 2) позволяет предположить, что в данном случае мы имеем дело с горохом посевным — *Pisum sativum*.



Рис. 1. Злак *Poa* sp., выросший на территории китайской станции Великая стена (о. Кинг Джордж, Южные Шетландские о-ва) в 2006 г. Фото М.П. Андреева.



Рис. 2. Бобовое, возможно — *Pisum sativum*, обнаруженное на станции Беллингаузен в 2006 г. Фото Н.В. Усова

Растение из семейства Fabaceae было обнаружено также и в континентальной Антарктике — летом 2005/06 г. на территории индийской станции Майтри в оазисе Ширмахера (Dutta et al., 2007). Судя по приводимому в публикации снимку, оно вполне развилось и достигло довольно больших размеров. Позднее выяснилось, что это пророс также горох посевной, очевидно просыпанный из мешков, транспортировавшихся на склад индийской станции.

Заносные сосудистые растения отмечались и в окрестностях российских антарктических станций на континенте. Например, на станции Прогресс в 1995 и 2007 гг. появились злаки (предположительно мятлик или лисохвост) (рис. 3а).

В 1995 г. у лестницы медицинского блока была обнаружена злаковая дерновина размером 1,5×1 м, состоящая из 17 экземпляров травянистых растений. Они были неплохо развиты, их отдельные дернинки достигали в диаметре 20 см, некоторые находились в состоянии цветения и даже плодоношения. Также были найдены мертвые экземпляры обсеменившихся растений. Эти же растения были найдены внутри медицинского блока в цветочном ящике. Очевидно, что семена, созревшие на растениях в помещении, были выметены с мусором на улицу и проросли там (персональное сообщение J.S. Burges в Initial Environmental Evaluation..., 1999; Первоначальная оценка..., 1999).

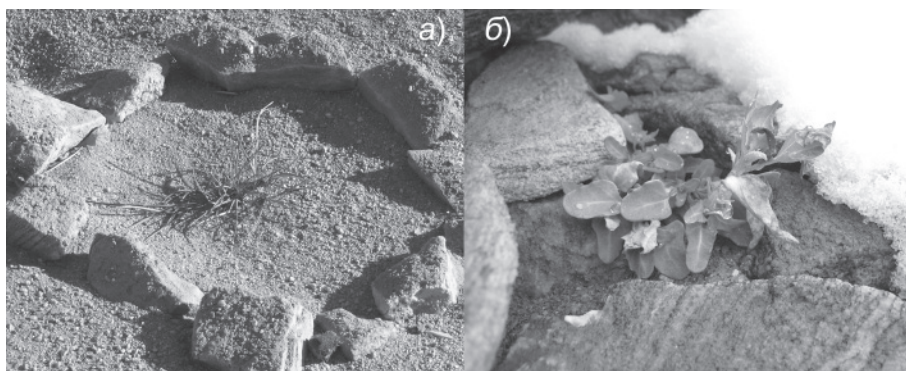


Рис. 3. Растения, обнаруженные на станции Прогресс в 2007 и в 2012 гг.: а — *Poa* sp. или *Alopecurus* sp. Фото В.Ю. Михайловой; б — *Chenopodium* sp. Фото О.А. Белогузова.

Следует отметить, что в последние годы наметилась тенденция учащения случаев заноса сосудистых растений на антарктический континент, а вероятность их выживания увеличилась. Во время четырех летних сезонов 2011/12, 2012/13, 2013/14 и 2014/15 гг., то есть в период работы 57-й, 58-й, 59-й и 60-й Российских антарктических экспедиций, на территориях российских станций Прогресс и Новолазаревская, расположенных на континенте, были отмечены многочисленные случаи заноса в общей сложности 9 видов сосудистых растений. Два вида растений были отмечены в последние годы на станции Беллинсгаузен в морской Антарктике. Некоторые заносные виды, обнаруженные в оазисах Холмы Ларсеманна и Ширмахера, упоминаются также и в литературных источниках. Лишь небольшое количество растений удалось загербаризировать и определить до вида. Чаще всего растения с наступлением осени засыхали, а их ветошь была развеяна ветром. Весной никаких остатков на месте произрастания «пришельцев» найти обычно не удавалось. В таких случаях определение растений приходилось проводить по фотографиям и, как правило, только до рода.

Ниже приведены краткие характеристики сосудистых растений, обнаруженных в Антарктиде в окрестностях российских станций.

Сем. Brassicaceae (Cruciferae) — Крестоцветные

***Rorippa palustris* (L.) Bess. — Жерушник болотный.**

Циркумбореальный сорно-прибрежный вид арктических и умеренных широт. Один из самых широко распространенных однолетников умеренных широт Северного полушария. Данный вид расселяется достаточно далеко на юг, вплоть до Южной Америки и Австралии. Его растения производят большое количество очень мелких семян, зародыши которых богаты жирами и углеводами, что очевидно помогает им перезимовывать даже в достаточно суровых условиях. В экстремальных условиях вид может менять свой статус однолетника. Судя по гербарному образцу, да и по времени его фиксации обнаруженный экземпляр развивался 2 года. При этом первый год вегетации 2013/14 г. он завершил стадией цветения, а во второй 2014/15 г. — не только продолжил увеличивать свою биомассу, но и продолжил цветение и начал формировать плоды.

Восточная Антарктида. Земля Принцессы Елизаветы, Берег Ингрид Кристенсен, Холмы Ларсеманна, территория станции Прогресс, нижняя часть склона восточной экспозиции, 69°23'30" ю.ш. и 76°23'90" в.д., 30 м над уровнем моря, 9.02.2015. Собрал К.М. Андреев, гербарий Ботанического института (LE) (рис. 4).



Рис. 4. Растение, обнаруженное на станции Прогресс летом 2014/15 г., *Rorippa palustris*. Фото М.П. Андреева.

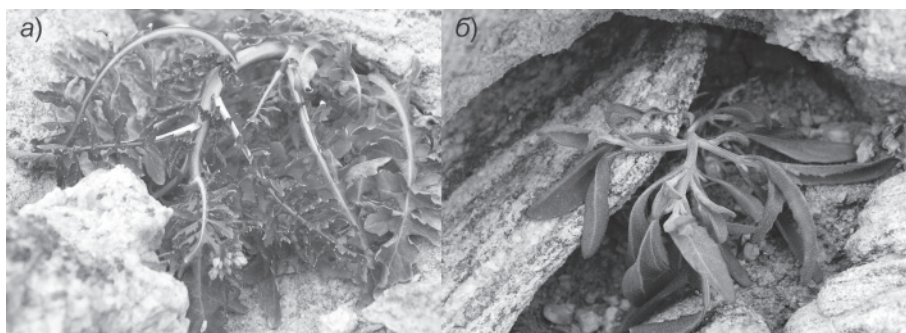


Рис. 5. Растения, обнаруженные на станции Прогресс летом 2013/14 г.: а — *Rorippa palustris* и б — *Atriplex patula*. Фото В.В. Кулика.

Сем. *Caryophyllaceae* — Гвоздичные

***Stellaria media* (L.) Vill.** — Звездчатка средняя, мокрица. Субциркумбореальный сорный вид умеренных и тропических широт, широко распространенный по всему земному шару. В Антарктиде обнаруженное растение развилось до стадии бутонизации и сформировало заметное количество цветков. Российская научная станция Прогресс (Hughes, Convey, 2012). Прогресс, 2013–2014.



Рис. 6. Растение, обнаруженное на станции Прогресс летом 2013/14 г. *Stellaria media*. Фото В.В. Кулика.

Сем. *Chenopodiaceae* — Маревые

***Atriplex patula* L.** — Лебеда раскидистая. Циркумбореальный прибрежно-сорный вид умеренных широт. Прогресс, 2011/12 г.

***Chenopodium album* L.** — Марь белая. Циркумбореальный прибрежно-сорный вид аркто-умеренно-тропических широт. Российская научная станция Новолазаревская, 2012/13 г. Гербарий Ботанического института (LE) (рис. 7).



Рис. 7. Растение, обнаруженное на станции Новозазаревская летом 2012/13 г. *Chenopodium album*. Фото А.Ю. Иванова.



Рис. 8. Растение, обнаруженное на станции Новозазаревская летом 2012/13 г. *Plantago major* (живые и гербаризированные образцы). Фото А.Ю. Иванова и М.П. Андреева.

***Chenopodium rubrum* L.** — Марь красная. Циркумбореальный прибрежно-сорный вид умеренных широт. Широко распространенный на северо-западе России вид. Прогресс (Hughes, Convey, 2012).

***Chenopodium* sp.** — Марь. Прогресс, 2011–2012. Фото О. А. Белогузова (Рис. 3б).

Сем. Fabaceae — Бобовые

***Pisum sativum* L. (?)** — Горох посевной. Мейтри (Индия), 2005/06 г. (Dutta et al., 2007). Российская научная станция Беллинсгаузен, 2005/06 г.

Сем. Poaceae — Злаковые

***Alopecurus geniculatus* L.** — Лисохвост коленчатый. Евро-североамериканский вид умеренных широт. В условиях северо-запада России является прибрежно-болотно-луговым. Прогресс (Hughes, Convey, 2012).

***Poa* sp.** — Мятлик или ***Alopecurus* sp.** — Лисохвост. Прогресс, 2006/07.

***Puccinellia distans* (Jacq.) Parl.** — Бескильница расставленная. Евро-западно-азиатский вид умеренных широт, занесенный во многие страны обоих полушарий. Прогресс (Hughes, Convey, 2012).

Сем. Polygonaceae — Гречишные

***Rumex pulcher* L.** — Щавель красивый. Американский вид, широко распространенный как заносное растение в странах Западной Европы. Прогресс (Hughes, Convey, 2012).

Сем. Plantaginaceae — Подорожниковые

***Plantago major* L.** — Подорожник большой. Циркумбореальный, плюризональный сорно-прибрежно-луговой вид. Новозазаревская, 2012/13 г. Гербарий Ботанического института (LE) (рис. 8).

Антарктическим летом 2011/12 г. в районе старого медпункта на станции Прогресс были обнаружены и сфотографированы два цветковых растения: злак, предположительно мятлик *Poa* sp., и марь *Chenopodium* sp. (рис. 3б). Оба растения

были найдены на довольно пологом северо-восточном склоне каменистой гряды, у ее подножья, в местах, укрытых с востока и северо-востока зданиями медпункта и склада, а с запада и юго-запада — самим склоном, первое — на песчаной площадке, а второе — в развалах камней. И мятлик и лебеда имели только вегетативные побеги. Последовавшую зиму оба растения не пережили, и следующим летом ни они сами, ни их остатки на указанных местах обнаружены не были. Вероятно, ветошь засохших растений была унесена штормовыми ветрами.

Антарктическим летом 2012/13 г. два растения — марь белая — *Chenopodium album* (рис. 7) и подорожник большой — *Plantago major* (рис. 8) — проросли на территории станции Новолазаревская у здания геофизиков. Оба растения выросли среди камней диаметром от 2–3 до 10–12 см на примыкающей к дому площадке, слабо наклоненной к северу. Подорожник образовал полноценную розетку из 6 листьев, достиг высоты примерно 11 см и сформировал 2 цветоноса, на первом из которых распустились все цветки. А два экземпляра лебеды выросли до 13 и 5 см и остались в вегетативном состоянии. Необходимо признать, что чистота эксперимента была нарушена полярниками, которые не только поливали проросшие растения, но и окружили их валиком из камней, а к началу февраля, с понижением температуры, закрыли растения банками.

Лето в районе станции было не только теплое и влажное, но и с малым количеством ветреных дней. Всего за лето было отмечено 2 дня с силой ветра выше 15 м/с. Вероятно, этим можно объяснить появление растений на такой сравнительно открытой площадке. 12 февраля, с началом похолоданий и некоторым ухудшением погоды, оба растения были загербаризированы и в настоящее время находятся в Гербарии Ботанического института им. В.Л. Комарова РАН в Санкт-Петербурге (LE).

В летний сезон 2013/14 г. на станции Прогресс было обнаружено еще четыре заносных растения. Три из них удалось определить до вида: *Rorippa palustris* — жерушник болотный (рис. 5а), *Stellaria media* — звездчатка средняя (рис. 6) и, предположительно, лебеда раскидистая — *Atriplex patula* (рис. 5б). Еще одно растение с крупными листьями определить не удалось. Все растения выросли в трещинах скального выступа в верхней части небольшой ложины на северо-восточном склоне каменистой гряды. *Rorippa palustris* была обнаружена в цветущем состоянии, *Stellaria media* достигла стадии бутонизации, а *Atriplex patula* находилась на начальных стадиях вегетации.

Летом 2014/15 г. одно из этих растений, а именно жерушник болотный *Rorippa palustris* вновь было обнаружено на прежнем месте в хорошем состоянии с некоторым количеством прошлогодней ветоши (рис. 4). Таким образом, это первый зафиксированный случай, когда цветковое растение перезимовало в открытом грунте в условиях континентальной Антарктики. В течение антарктического лета растение благополучно существовало и зацвело, но не плодоносило. В настоящее время оно загербаризировано и передано на хранение в Гербарий Ботанического института им. В.Л. Комарова РАН (LE).

Казалось бы, что одной из возможных причин прорастания «пришельцев» на континентальных станциях могли бы быть аномально высокие температуры воздуха в летние месяцы. Тем более что многолетние наблюдения, проводившиеся в Западной Антарктике, свидетельствуют о том, что в последние десятилетия в климатической системе этого региона Земли происходят существенные изменения. Повышение

температуры здесь связано с изменениями в циркуляции атмосферы над южной полярной областью (Fowbert, Smith, 1994; Convey, 2003; Александров, Коржииков, 2010; Александров и др., 2012). В результате этих процессов за последние 50 лет в районе Антарктического полуострова ярко проявилось потепление, а именно — с 1945 г. средняя годовая температура повысилась на 2,4–2,6 °С (Тимофеев, 2005).

В континентальной Антарктике заметного потепления климата не наблюдается. Метеорологические данные, полученные с сайта Подпрограммы «Изучение и исследование Антарктики», Арктического и антарктического научно-исследовательского института (<http://www.aari.aq>), свидетельствуют о том, что климатические показатели тех летних месяцев, когда на станциях прорастали «растения-пришельцы» (декабрь, январь, февраль), существенно не отличались от средних многолетних и от показателей предыдущих лет. Хотя в районе станции Новолазаревская зафиксирована небольшая тенденция к повышению температуры воздуха, а в районе станции Прогресс, наоборот, — к понижению (<http://www.aari.aq>).

По всей видимости, случаи появления заносных сосудистых растений в береговых оазисах антарктического континента скорее обусловлены возрастающей интенсивностью посещения этих мест людьми. А поскольку эта интенсивность с каждым годом возрастает, они будут повторяться и, возможно, учащаться. Думается, что опасность таких «пришельцев» для местной антарктической флоры пока не особенно велика. Почти во всех известных нам случаях их появления «пришельцам» не удавалось закрепиться на занятых плацдармах и удержать их более одного вегетационного сезона. Они либо погибали, не перенеся суровые антарктические осень и зиму, либо были собраны обитателями антарктических станций «на память». В тех редких случаях, когда растению удавалось перезимовать, увеличения популяции и расселения вида на новые участки не происходило.

*Авторы выражают искреннюю признательность участникам Российской антарктической экспедиции К.М. Андрееву, О.А. Белогузову, В.Е. Кораблеву, В.В. Кулику, В.Ю. Михайловой, В.В. Поважному и Н.В. Усову, предоставившим свои фотоснимки, К.М. Андрееву — гербаризировавшему растения, А.П. Сухорукову и Перти Уоттилла, оказавшим помощь в определении *Chenopodiaceae*.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александров В.Я., Андреев М.П., Курбатова Л.Е. Увеличение площади расселения злака *Deschampsia antarctica* в окрестностях российской антарктической станции Беллинсгаузен (о-ва Кинг Джордж и Нельсон, Южные Шетландские о-ва) в связи с общим потеплением климата в регионе // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 2 (92). С. 72–84.

Александров В.Я., Коржииков А.Я. Колебания среднегодовых аномалий температуры воздуха на Антарктическом полуострове в связи с особенностями атмосферных процессов в южной полярной области // Ученые записки РГГМУ. 2010. № 15. С. 86–91.

Александрова В.Д. Геоботаническое районирование Арктики и Антарктики. Л.: Наука, 1976. 189 с.

Дорофеев В.И. Род *Rorippa* (*Brassicaceae*) во флоре Кавказа (*Genus Rorippa* (*Brassicaceae*) of the Caucasian flora) // Бот. журн. 1998. Т. 83. № 8. С. 98–106.

Дорофеев В.И. Жеруха (*Rorippa*) // Большая Российская энциклопедия: В 30 т. Т. 10. Железное дерево — Излущение. М.: БРЭ, 2008. С. 44–45.

Дорофеев В.И. Сем. 83. *Brassicaceae* Burnett (*Cruciferae* Juss.) — Крестоцветные // Конспект флоры Восточной Европы. Т. 1 / Под. ред. Н.Н. Цвелёва. М.; СПб.: КМК, 2012. С. 364–437.

- Дорофеев В.И.* Fam. 70. *Brassicaceae* Burnett, nom. cons., nom. alt. (*Cruciferae* Juss., nom. cons.) // Конспект флоры Кавказа: В 3 т. / Отв. ред. А.Л. Тахтаджян. Т. 3. Ч. 2. СПб.: КМК, 2012. С. 371–469.
- Первоначальная оценка окружающей среды: Взлетно-посадочная полоса из уплотненного снега в районе Ларсеманн Хиллз // Antarctic Treaty Consultative Meeting XXIII, Committee for Environmental Protection II. Information Paper 79. 1999. Lima, Peru, 24 May to 4 June. URL: http://www.ats.aq/documents/ATCM23/ip/ATCM23_ip079_rev2_e.pdf [дата обращения 14.09.2015].
- Протокол об охране окружающей среды к Договору об Антарктике // Международное публичное право: Сборник документов. Т. 2. М.: БЕК, 1996. С. 208–237.
- Тимофеев В.Е.* Климатические индексы Южного полушария и их связь с тропосферной циркуляцией // Украинский Антарктический журнал. 2005. № 3. С. 85–92.
- Цвелёв Н.Н.* Определитель сосудистых растений Северо-Западной России (Ленинградская, Псковская и Новгородская области). СПб.: Издательство СПХВА. 2000. 781 с.
- A Grass (seed plant) found in Syowa Station area, East Antarctica // Antarctic Treaty Consultative Meeting XX. Information Paper 66. 1996. Utrecht, Netherlands, 29 April to 10 May. URL: http://www.ats.aq/documents/ATCM20/ip/ATCM20_ip066_e.pdf [дата обращения 14.09.2015].
- Convey P.* Maritime Antarctic climate change signals from terrestrial biology // Antarctic research series. 2003. Vol. 79. P. 145–158.
- Dutta H. N., Gajanananda K., Parkash V., Kishore N., Singh J., Lagun V.* A unique plant over Schirmacher region, East Antarctica: signature of the beginning of global warming? // J. Ecophysiol. Occup. Hlth. 2007. Vol. 7. Issue 3–4. P. 119–123.
- Fowbert J.A., Smith R.I.L.* Rapid population increases in native vascular plants in the Argentine Islands Antarctic Peninsula // Arctic and Alpine Research. 1994. Vol. 26. P. 290–296.
- Frenot Y., Chown S. L., Whinam J., Selkirk P. M., Convey P., Skotnicki M., Bergstrom D. M.* Biological invasions in the Antarctic: extent, impacts and implications // Biological Reviews. 2005. Vol. 80. P. 45–72.
- Hughes K.A., Convey P.* Determining the native/non-native status of newly discovered terrestrial and freshwater species in Antarctica — Current knowledge, methodology and management action // Journal of Environmental Management. 2012. Vol. 93. P. 52–66.
- Initial Environmental Evaluation: Compacted Snow Runway at the Larseman Hills // Antarctic Treaty Consultative Meeting XXIII, Committee for Environmental Protection II. Information Paper 79. 1999. Lima, Peru, 24 May to 4 June. URL: http://www.ats.aq/documents/ATCM23/ip/ATCM23_ip079_rev1_e.pdf [дата обращения 14.09.2015].
- Kappen L., Schröeter B.* 18 Plants and lichens in the Antarctic, their way of life and their relevance to soil formation // Beyer L., Bolter M. (eds.) Geocology of Antarctic ice-free coastal landscapes / Ecological Studies. 2002. Vol. 154. Berlin: Springer-Verlag, P. 327–374.
- Olech M.A., Chwedoewzewska K.J.* Population growth of alien species *Poa annua* L. at the vicinity of H. Arctowski station (South Shetland Is) // SCAR/IASC IPY Open Science Conference, St. Petersburg, Russia, July 8–11, 2008. P. 214–215.
- Olech M.* Human impact on terrestrial ecosystems in west Antarctica // Proc. NIPR Symp. / Polar Biol. 1996. Vol. 9. P. 299–306.
- Peter H.-U., Büßer C., Mustafa O., Pfeiffer S.* Evaluierung des Gefährdungsgrades der Gebiete Fildes Peninsula und Ardley Island und Entwicklung der Managementpläne zur Ausweisung als besonders geschützte oder verwaltete Gebiete. AG Polar- & Ornitho-Ökologie, Institut für Ökologie, Friedrich-Schiller-Universität Jena, im Auftrag des Umweltbundesamtes. Juli 2007. 477 s.
- Peter H.-U., Büßer C., Mustafa O., Pfeiffer S.* Risk assessment for the Fildes Peninsula and Ardley Island, and development of management plans for their designation as Specially Protected or Specially Managed Areas. Research Report // Texte. 2008. Bd 20. 344 p.

Smith R.I.L. Introduced plants in Antarctica: potential impacts and conservations issues // *Biol. Conserv.* 1996. Vol. 76. 135–146.

Smith R.I.L. Terrestrial plant biology of the Sub-Antarctic and Antarctic // *Laws R. M. (ed.) Antarctic ecology.* 1984. Vol. 1. London: Academic press. P. 61–162.

Smith R.I.L. The enigma of *Colobanthus quitensis* and *Deschampsia antarctica* in Antarctica // *Huiskes A.H.L., Gieskes W.W.C., Rozema J., Schorno R.M.L., van der Vies S.M., Wolff W.J. (eds.) Antarctic biology in a global context.* 2003. Leiden: Backhuys Publishers. P. 234–239.

M.P. ANDREEV, L.E. KURBATOVA, V.I. DOROFEEV, A.YU. IVANOV

ALIEN PLANTS ON THE RUSSIAN ANTARCTIC SCIENTIFIC STATIONS

Bringing events of the vascular plants on the Antarctic continent are discussed. In general 12 species of vascular plants, which belong to the 7 families, were observed on the territories of the Russian stations Bellingshausen, Progress and Novolazarevskaya in 2005–2015. Appearance of alien plants in the coastal oaseses of Antarctic continent is conditional on the increasing intensity of visiting the Antarctic by humans. The dangerous of the alien plants for the aborigine flora is insignificant.

Keywords: Antarctic, Antarctic stations, alien plants, flora, vegetation, ecology, climate, Poaceae, Fabaceae, Brassicaceae, Caryophyllaceae, Chenopodiaceae, Polygonaceae, Plantaginaceae.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛЯЦИО-ГЕОРАДАРНЫХ ОПЫТНО-МЕТОДИЧЕСКИХ РАБОТ НА МОРСКОМ ЛЬДУ В РАЙОНЕ АНТАРКТИЧЕСКОЙ ПОЛЕВОЙ БАЗЫ МОЛОДЕЖНАЯ В СЕЗОН 60-й РАЭ (2014/15 г.)

д-р геол.-минерал. наук С.В. ПОПОВ¹, нач. отряда РАЭ С.П. ПОЛЯКОВ²

¹ — Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург, e-mail: sporov67@yandex.ru

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

В настоящей работе рассматриваются результаты опытно-методических работ, выполненных на морском льду в районе российской полевой базы Молодежная (Восточная Антарктида). Исследования включали в себя георадарное профилирование на частоте 900 МГц и керновое бурение. В ходе работ удалось отработать методику совместных работ буровой и георадарной групп, удостовериться, что имеющейся георадар, несмотря на столь высокую частоту (900 МГц), способен успешно лоцировать морской лед, получить гляцио-георадарные данные и построить геофизический разрез по одному из маршрутов в районе торосов.

Ключевые слова: георадиолокация, морской лед, Антарктида, обработка георадарных данных, керновое бурение.

ВВЕДЕНИЕ

Определение толщины морского льда и изучение его строения дистанционными методами является важной не столько научной, сколько прикладной задачей, прежде всего для судоходства, синоптических прогнозов и прогнозов ледовитости акваторий. В настоящее время толщину льда и его строение определяют посредством кернового бурения с последующим анализом образцов. Однако это весьма длительный и дорогостоящий способ. Дистанционные методы несравнимо мобильнее и дешевле. Наиболее предпочтительным из них является радиолокационный метод. Он основан на зондировании среды короткими электромагнитными импульсами и последующем анализе отражений от различных диэлектрических неоднородностей (Богородский и др., 1983; Мачерет, 2006; Финкельштейн и др., 1977). Исследования показали, что диэлектрическая проницаемость связана с плотностью снежно-фирновой и ледяной толщи и ее влажностью (Robin, 1955; Богородский и др., 1983; Мачерет, 2006; Рудаков, Богородский, 1960). Таким образом, радиолокационные зондирования вполне позволяют выявить именно те особенности строения ледника, которые являются наиболее важными с научных, как фундаментальных, так и прикладных позиций.

Основная сложность интерпретации радиолокационных данных состоит в пересчете временного разреза в глубинный. Для этого требуется наличие скоростной модели среды. Имеется четыре основных способа ее формирования: (1) на основе

априорных представлений и использования табличных значений; (2) по анализу дифрагированных волн от локальных неоднородностей (Владов, Старовойтов, 2004; Мачерет, 2006; Попов, 2002); (3) путем проведения специальных исследований методом наклонных зондирований (Роров et al., 2003; Богородский и др., 1983; Попов и др., 2001) и (4) путем изучения среды прямыми методами, т.е. выполнением кернового бурения. Первый метод, по понятным причинам, является приближенным. Два других вполне позволяют сформировать скоростную модель на основе косвенных геофизических измерений, однако лишь в рамках упрощенных моделей слоисто-однородных сред. Только последний метод является наиболее надежным и позволяет сформировать корректную скоростную модель даже в самых сложных и неожиданных случаях.

В настоящей публикации обсуждаются результаты гляцио-георадарных опытно-методических работ, выполненных на антарктическом морском льду в сезон 60-й РАЭ (2014/15 г.).

МЕТОДИКА ВЫПОЛНЕНИЯ РАБОТ И ХАРАКТЕРИСТИКА АППАРАТУРЫ

В ходе летнего полевого сезона 60-й РАЭ (2014/15 г.) были выполнены комплексные гляцио-георадарные исследования на морском льду в районе отечественной полевой базы Молодежная. Работы носили опытно-методический характер и выполнялись 20 декабря 2014 г. в пункте с координатами 67° 14,8' ю.ш.; 44° 28,3' в.д. (рис. 1) во время стоянки НЭС «Академик Федоров». Их цель состояла в выяснении возможностей георадарного профилирования применительно к вопросам изучения строения морского льда. Исследования, помимо георадарного профилирования, включали бурение с последующим описанием отобранного керна, измерением его плотности и солёности.

Бурение с отбором керна (рис. 2а) производилось механическим буром Kovacs (Kovacs Enterprises, USA). Диаметр скважины составлял 17 см, при диаметре керна $14 \pm 0,3$ см. В ходе одной проходки происходит отбор керна длиной до 100 см. Керны были описаны, сфотографированы и распилены на фрагменты. Затем была определена их плотность и солёность.

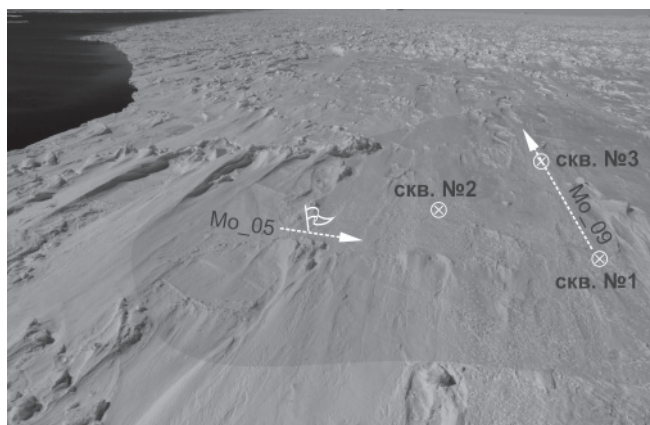


Рис. 1. Место проведения работ на припайном льду в р-не п/б Молодежная. Район работ показан затемненным тоном; белыми пунктирными линиями показаны георадарные маршруты и их номера; кружками с крестом отмечены пункты бурения.

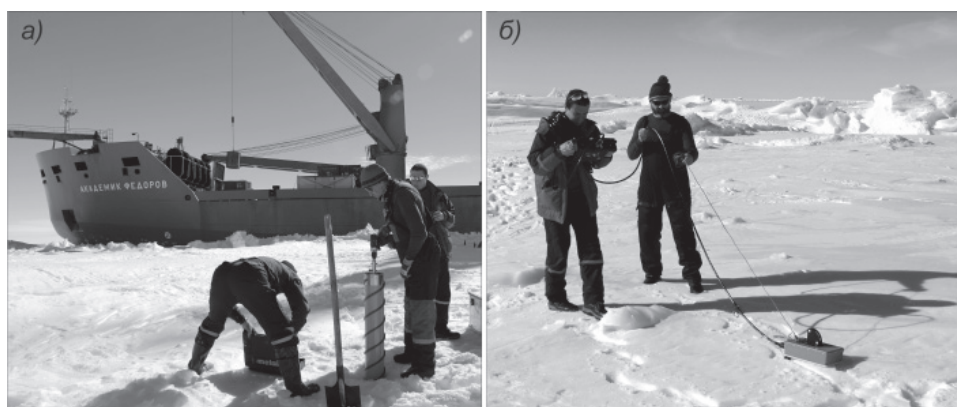


Рис. 2. Выполнение буровых (а) и георадарных (б) работ на морском льду в районе п/б Молодежная. Фото С.С. Пряхина.

Плотность определялась как отношение веса фрагментов керна к их объему. Образцы взвешивались на электронных весах Fisherman OCS-20K с точностью 20 г, при среднем весе около 2 кг. Образцы имели почти правильную цилиндрическую форму. Их типичная длина для взвешивания составляла около 20 см. Относительная погрешность определения плотности составила не хуже 6 %. Соленость измерялась солемером AUTOSAL 8400B (Guildline Instruments Ltd., Canada) с точностью 10^{-3}‰ ; электропроводность — с точностью 10^{-5} См/м. Георадарное профилирование выполнялось промышленным георадаром GSSI (Geophysical Survey Systems Inc., USA); частота зондирования 900 МГц (рис. 2б). Технические характеристики прибора изложены в работе (GSSI Antennas Manual, 2014).



Рис. 3. Керна, взятые на морском льду в районе п/б Молодежная: а — керн № 1; б — керн № 2; в — керн № 3. Фото С.С. Пряхина.

СТРОЕНИЕ МОРСКОГО ЛЬДА ПО ДАННЫМ КЕРНОВОГО БУРЕНИЯ

Ледяное поле имело явные признаки торошения. Визуально наблюдалось наличие отдельных плит, относительно небольших размеров, сmerzшихся между собой. Между ними виднелись трещины, заполненные снегом. Многие из плит были надвинуты одна на другую, образуя торосы. Столь непростая конфигурация ледяных образований являлась фактором, осложняющим процесс интерпретации георадарных данных.



Рис. 4. Стратиграфическое описание керна № 2, взятого на морском льду в районе п/б Молодежная: 1 — сухой снег; 2 — морской лед; 3 — очень рыхлый лед, или плотная шуга; 4 — морская вода.

Тонкими линиями показаны границы между средами, утолщенными — границы между блоками.

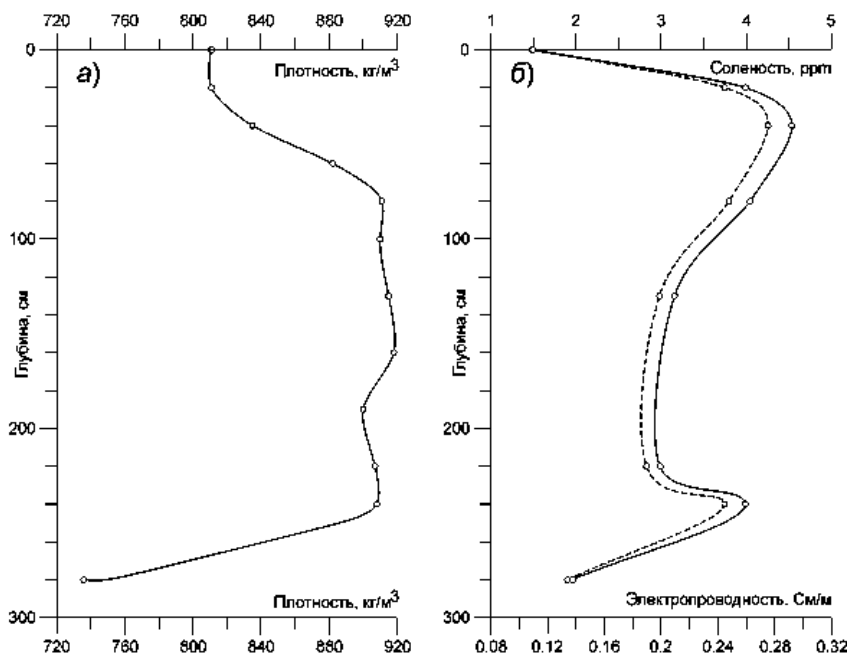


Рис. 5. Вертикальные профили плотности (а), солености и электропроводности (б) морского льда по керна № 2.

На секции б профиль электропроводности показан утолщенной линией, профиль солености — пунктирной.

На морском льду в районе п/б Молодежная, на территории приблизительно 200×200 м (рис. 1) было отобрано три керна длиной 305 см, 280 см и 270 см (рис. 3а, б, в). В пунктах бурения № 1 и № 2 толщина консолидированного слоя составила 204 см и 240 см соответственно. В пункте отбора керна № 3 имеется разрыв, вызванный наличием прослойки морской воды толщиной около 75 см (рис. 3в). Толщина консолидированного слоя составила 143 см. Все это демонстрирует высокую изменчивость и неоднородность ледяного поля. Стратиграфическое описание керна № 2 приведено на рис. 4.

По керну № 2 были построены вертикальные профили плотности, солёности и проводимости (рис. 5).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОРАДАРНОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

Интерпретация временного георадарного разреза сводится к выяснению двух основных аспектов: (1) формированию скоростной модели среды, на основе которой временной разрез пересчитывается в глубинный, и (2) к попытке объяснения того, как и чем сформировано наблюдаемое волновое поле.

Скоростная модель среды. Керновое бурение имеет самостоятельную научную значимость в плане изучения ледникового покрова, но для георадарных исследований оно является основой для создания наиболее точной скоростной модели лоцируемой среды. Все прочие методы ее построения, в частности по результатам выполнения наклонных зондирований (Роров et al., 2003; Мачерет, 2006; Попов и др., 2001) или по годографу дифрагированных волн (Владов, Старовойтов, 2004; Мачерет, 2006; Попов, 2002), будут уступать ей по качеству.

Морской лед состоит главным образом из трех слоев: снег, пресный и морской льды (Патерсон, 1984). Последние, при прочих равных условиях, различаются значениями мнимой части диэлектрической проницаемости, которая связана с удельным поглощением электромагнитных волн в среде. При этом вещественная часть диэлектрической проницаемости, которая связана со скоростью распространения электромагнитных волн в среде, также изменяется (Мачерет, 2006; Финкельштейн и др., 1977). Диэлектрические проницаемости снега и льда различны (Мачерет, 2006), ввиду чего на этой границе раздела формируется отраженная волна, регистрируемая на временном георадарном разрезе. Таким образом, применительно к морскому льду мы можем рассматривать двуслойную слоисто-однородную скоростную модель среды, в которой вещественная часть диэлектрической проницаемости каждого слоя будет характеризоваться некоторыми средними эффективными значениями $\bar{\epsilon}_1$ (снег) и $\bar{\epsilon}_2$ (лед). Согласно (Никольский, 1973), средняя скорость распространения электромагнитных волн в i -й среде $\bar{v}_i$ такова, что

$$\bar{v}_i = c(\bar{\epsilon}_i)^{-1/2},$$

где c — скорость распространения электромагнитных волн в вакууме, равная 30 см/нс.

Вещественная часть диэлектрической проницаемости сухого снега, в зависимости от плотности, изменяется приблизительно от 1,5 до 2,5 (Robin, 1975). Для ледников, в зависимости от соотношения льда и снежно-фирновой толщи, эта величина изменяется в пределах приблизительно от 3,0 до 3,3 (Богородский и др., 1983; Мачерет, 2006). Однако ситуация кардинально меняется при температуре, близкой к температуре фазового перехода. В этом случае снег и лед становятся влажными и их вещественная часть диэлектрической проницаемости может увеличиться в несколько раз. В предельном случае (таяя вода) она достигает значений, близких к 81 (Мачерет, 2006).

Лед, как и снежно-фирновая толща, обладает слоистой структурой. Каждый слой по-разному формирует отраженный сигнал. Поэтому, ввиду большого разброса значений $\bar{\epsilon}_1$ и $\bar{\epsilon}_2$, однозначно выявить, какому из отражений соответствует граница между снегом и льдом, в ряде случаев бывает затруднительно без априорной информации.

Чтобы лучше разобраться в структуре волнового поля, был проведен натурный эксперимент. На границе снега и льда на глубине 40 см было заглублено два металли-

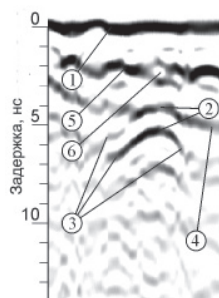


Рис. 6. Фрагмент временного радиолокационного разреза по маршруту Мо_05 через заглубленные металлические контейнеры (район п/б Молодежная).

1 — нулевая отметка; 2 — верхняя часть дифрагированной волны; 3 — ветви дифрагированной волны; 4 — отражение от границы «снег–лед»; 5 — отражение от прослойки льда в снежной толще; 6 — отражение, вызванное нарушением целостности прослойки льда.

ческих цилиндрических контейнера длиной 12 см и диаметром 6,5 см, положенных один на другой. Лунка была засыпана снегом, затем через нее был выполнен георадарный маршрут Мо_05, фрагмент которого представлен на рис. 6. Местонахождение контейнера и фрагмента маршрута показано на рис. 1.

Интенсивное отражение 1, выявляемое на георадарном разрезе (рис. 6) является нулевой отметкой и маркирует положение антенны на снежной поверхности. Ниже располагаются две группы дифрагированных волн, сформированных от контейнеров. Их вершины 2 соответствуют глубинному положению поверхности рефлектора. Отражения 3 являются мнимыми и представляют собой фрагменты дифрагированных волн. Таким образом, рельефное и интенсивное отражение 4 сформировано от границы раздела «снег–лед». Если наши рассуждения верны, то $\bar{\epsilon}_1 \approx 2,3$. Полученное значение не противоречит ожидаемому.

Интенсивное отражение 5, вероятно, сформировано прослойкой льда, которая залегает в приповерхностном слое снега на глубине около 20 см, что составляет 2,02 нс. Обсуждаемое отражение как раз соответствует этой величине (2,1 нс по временному разрезу). Кроме того, непосредственно над контейнерами имеется нарушение целостности слоя 6, что также косвенно подтверждает наши выводы.

Анализ волнового поля. По организационным причинам георадарный профиль через скважину № 2 выполнить не удалось. Керн именно этой скважины был описан, и именно по нему были составлены профили плотности, проводимости и солености (рис. 5). Однако, как было указано выше, пространственная неоднородность гляциологических параметров ледяного поля столь велика, что распространять полученные результаты измерений на соседние участки в данном конкретном случае представляется малоперспективным.

Обратимся к временному георадарному разрезу, выполненному по маршруту Мо_09 (рис. 7а). Он начинается вблизи скважины № 1, но не проходит через нее и заканчивается в районе скважины № 3, пересекая ее. Маршрут не пересекает скважину № 1, потому что к моменту его выполнения она была уже пробурена и поднявшаяся по ней морская вода искажила бы временной георадарный разрез. Бурение скважины № 3 было произведено после выполнения георадарного профилирования, и разрез в этой части искажен не был. Положение маршрута приведено на рис. 1. В количественном описании волнового поля будем опираться лишь на верхний фрагмент керна

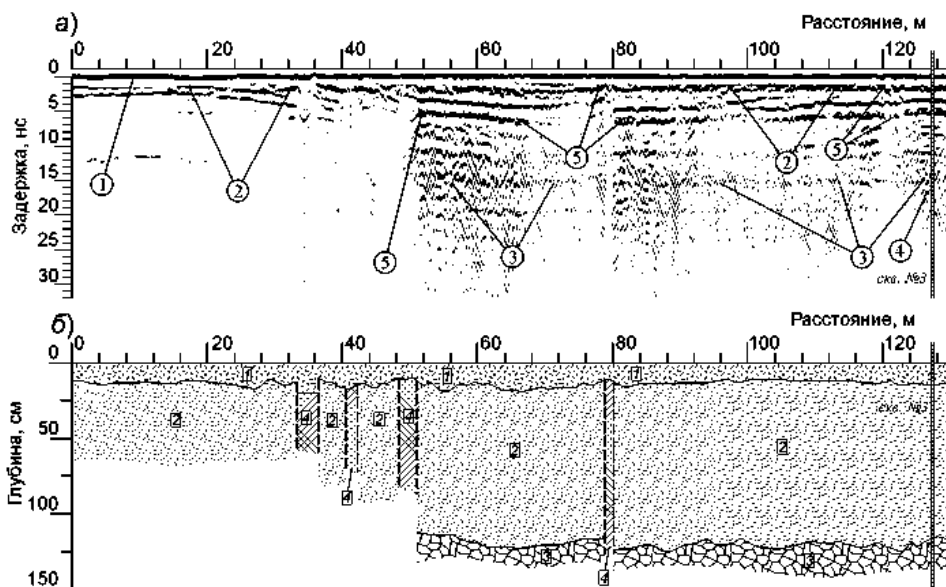


Рис. 7. Временной георадарный (а) и геофизический (б) разрезы по маршруту Мо_09 (район п/б Молодежная).

На георадарном разрезе (а): 1 — нулевая отметка; 2 — отражение от границы «снег–лед»; 3 — отражение от поверхности рыхлого льда или суги; 4 — предполагаемая граница нижней части морского льда; 5 — дифрагированные волны, связанные с трещинами или краями ледяных плит. На геофизическом разрезе (б) 1 — сухой снег; 2 — морской лед; 3 — очень рыхлый лед, или плотная суга; 4 — пространство между ледяными блоками, заполненное колотым льдом и снегом. Тонкими линиями показаны границы между средами, утолщенными пунктирными — зоны трещин. Положение маршрута приведено на рис. 1.

(рис. 3в), в силу того, что морская вода является экраном для электромагнитных волн, тем более при столь высоких частотах зондирования.

На временном георадарном разрезе (рис. 7а) интенсивное отражение 1 соответствует положению антенны на снежной поверхности. Ниже по разрезу располагается интенсивное отражение 2, связанное с границей «снег–лед». В районе скважины временная задержка составляет около 1,95 нс. Согласно данным керна (рис. 8), эта граница залегает на глубине около 20 см (против 40 см в предыдущем случае). Это означает, что диэлектрическая проницаемость снежной толщи в этом районе составляет около $\epsilon_1 \approx 2,2$. С учетом погрешности и пространственной неоднородности среды, это вполне соответствует характеристике снега для рассмотренного

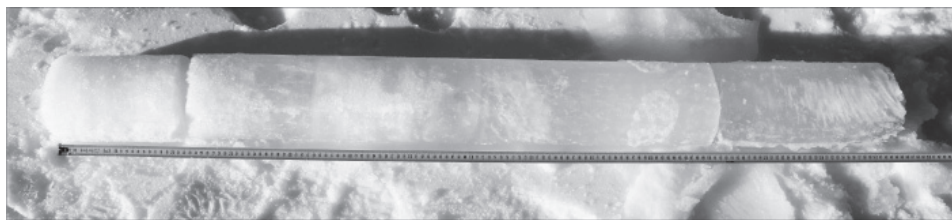


Рис. 8. Верхний фрагмент керна, взятого из скважины № 3 в районе п/б Молодежная. Фото С.С. Пряхина.

выше временного разреза (рис. 6). Отражение 2 выглядит размытым. Это связано с неровностью границы, что подтверждается визуальным анализом керна (рис. 8).

Определимся с положением нижней границы ледяного поля на временном разрезе, проанализировав керн № 2. Согласно плотностному разрезу, имеется скачок плотности на глубине 240 см (рис. 5). Он, в свою очередь, должен вызвать скачок диэлектрической проницаемости (Мачерет, 2006), что приведет к формированию достаточно интенсивного отраженного сигнала. Исходя из общегляциологических представлений, можно ожидать, что диэлектрическая проницаемость морского льда, соленостью 3–4 ‰ вблизи фазового перехода может варьировать в достаточно широких пределах: от 3,1 до 4–5 (Мачерет, 2006; Финкельштейн и др., 1977). Таким условиям соответствует группа отражений 3. Если наше предположение верно, то диэлектрическая проницаемость вышележащего слоя льда составляет около 3,5.

Нижняя поверхность морского льда, вероятнее всего, не регистрируется на георадарном разрезе, во всяком случае, убедительных доказательств ее наличия авторы привести не могут. Данное обстоятельство не должно вызывать изумления, поскольку нижняя часть всех кернов без исключения (рис. 3, рис. 8) характеризуется наличием зоны пористой среды, по которой поднимается соленая морская вода. В ней происходит интенсивное затухание электромагнитных волн. Можно лишь высказать не очень обоснованное предположение, что нижней поверхности льда может соответствовать группа отражений 4 (рис. 7), поскольку ниже их другие отражения отсутствуют.

Вдоль по всему разрезу в промежутке между 2 и 3 наблюдается ряд интенсивных отражений. Анализ показывает, что, вероятнее всего, они сформированы не кратными волнами, а реальными рефлекторами. К сожалению, полученных данных недостаточно для того, чтобы высказывать обоснованные суждения о генезисе данных границ.

Временной разрез изобилует дифрагированными волнами 5. Наиболее интенсивные из них сформированы от краев ледяных плит; менее интенсивные образованы от приповерхностных и придонных трещин. Деформация 2 вблизи зон трещин свидетельствует о том, что их кровля заполнена снегом, что подтверждается на практике.

В первой трети и в середине разреза (в районе 70-го метра) имеется участок, характеризующийся значимым ослаблением отраженного сигнала. Можно с уверенностью предположить, что этот феномен связан с проникновением морской воды вверх вдоль ледяного массива. При этом происходит интенсивное затухание электромагнитных волн. В первой трети маршрута (до 50-го метра) затухание столь велико, что уверенные отражения, сформированные слоями и трещинами, расположенными ниже границы «снег–лед», отсутствуют.

Описание разреза морского льда. Геофизический разрез по маршруту Мо_09 составлен по временному георадарному разрезу с учетом данных керна. Рассматривая разрез (рис. 7б) в целом, можно с уверенностью утверждать, что съемочный маршрут Мо_09 располагается в пределах пяти сmerzшихся плит разного размера. Между ними имеются трещины, засыпанные снегом так, что визуально они не проявляются. В силу гляциологической обстановки, уверенные отражения от нижней части ледяного массива имеются лишь начиная с 50-го метра маршрута.

Мощность снежной толщи практически постоянна по всему маршруту и составляет около 20 см. Исключение составляют участки сочленения плит, где мощность снега возрастает, хотя и незначительно. Ниже располагается массив соленого морского льда мощностью приблизительно от 100 до 120 сантиметров. Исключением являет-

ся участок приблизительно первой трети маршрута, на котором мощности ледника определить не удалось. Ниже располагается слой рыхлого льда, или плотной шуги, который непосредственно контактирует с морской водой. Уверенные отражения от нижней границы льда не получены.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Прежде всего надо отметить, что затороженный морской лед является не самым лучшим участком для проведения опытно-методических работ, однако поблизости иной гляциологической ситуации не наблюдалось. С другой стороны, торосы — это вполне обычное явление на полярных морских акваториях. В течение 2,5 часов в пункте стоянки НЭС «Академик Федоров», на морском льду был выполнен значительный комплекс опытно-методических работ. Несмотря на столь ограниченное время, удалось добиться следующих результатов: (1) отработать методику совместных работ буровой и георадарной групп; (2) удостовериться, что имеющейся георадар, несмотря на столь высокую частоту (900 МГц), способен успешно лоцировать морской лед; (3) получены гляцио-георадарные данные и построен геофизический разрез по одному из маршрутов в районе торосов.

Относительно методики георадарного профилирования можно сделать вывод о том, что привлекательная с позиций детальности построения разреза частота зондирования 900 МГц велика именно для морского льда. В ряде случаев она не позволяет получать отражения от его нижней кромки. Для получения полного разреза целесообразно выполнять лоцирование дополнительно на более низкой частоте (например, 270 МГц). Подобная комбинация обеспечит требуемую глубинность, с одной стороны, а с другой — детальность верхней части гляциологического разреза.

Авторы благодарят руководство Российской антарктической экспедиции и НЭС «Академик Федоров» за помощь в организации настоящих работ; гидрохимика НЭС «Академик Федоров» Н.Р. Ишкильдину за выполнение измерений электропроводности и солёности морского льда; сотрудников РАЭ С.В. Кашина, А.И. Куцуруб и С.С. Пряхина за активную помощь в выполнении работ.

S.V. POPOV, S.P. POLJAKOV

RESULTS OF THE GLACIOLOGICAL AND GPR TESTS ON THE SEA ICE IN THE REGION OF MOLODEZHNYA ANTARCTIC FIELD BASE IN THE 60-TH RAE (2014/15)

Main results of the glaciological and GPR tests on the marine ice not far from the Russian field base Molodezhnaya are discussed in this paper. Radio-echo sounding was carried out on the frequency of 900 MHz. The methodic of joint glaciological and GPR investigations has been formed. It was found out the 900 MHz GPR is suitable to investigate the marine ice in spite of the height frequency. Geophysical section along one profile formed on GPR and the ice core data is discussed in the paper.

Keywords: GPR technique, marine ice, Antarctica, processing of GPR data, ice core drilling.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПРЕСНЫХ ВОД В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ И ИХ ПРИЧИНЫ

д-р физ.-мат. наук Л.А.ТИМОХОВ¹, д-р физ.-мат. наук И.В. ПОЛЯКОВ²,
д-р геогр. наук И.Е. ФРОЛОВ¹, доктор Х. КАССЕНС³,
ст. науч. сотр. В.Ю. КАРПИЙ¹, ст. науч. сотр. Н.В. ЛЕБЕДЕВ¹

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

² — International Arctic Research Center, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, Alaska, USA e-mail: igor-pc@iarc.uaf.edu

³ — GEOMAR Helmholtz Center for Ocean Research, Kiel, Germany, e-mail: hkassens@geomar.de

На основе данных океанографических наблюдений выполнен анализ климатических изменений годового и сезонного содержания пресных вод (СПВ) для пяти десятилетий (1950–1959) – (2000–2009) в Арктическом бассейне и арктических морях. Приводятся оценки вклада изменения солёности и объема вод с солёностью меньше 34,8 ‰ в изменение общего содержания пресных вод. Установлена сопряженность изменений СПВ в различных частях СЛО для зимнего и летнего периодов и причины изменения СПВ. Обсуждается механизм влияния доминирующих внешних и внутренних факторов на климатические вариации содержания пресных вод в центральной части Северного Ледовитого океана и арктических морях.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, содержание пресных вод, климатические изменения, влияние внешних и внутренних факторов на содержание пресных вод.

ВВЕДЕНИЕ

Северный Ледовитый океан (СЛО) является самым распресненным среди океанов, прежде всего благодаря поступлению большого количества речных вод. Величина материкового стока, отнесенная к площади Арктического бассейна (АБ) и арктических морей (АМ), в 7 раз превышает таковую для всего Мирового океана (Никифоров, Шпайхер, 1980). Солёность в арктических морях изменяется от 10 до 32 ‰, а солёность поверхностного слоя Арктического бассейна варьирует от 26 до 34 ‰, что существенно меньше поверхностной солёности других океанов. При этом флуктуации солёности от зимы к лету значительно превосходят таковые в других районах Мирового океана. Поэтому процессы распреснения и осолонения составляют важный механизм изменчивости СЛО. Общее содержание пресных вод служит одним из интегральных показателей состояния океана, а исследование вариаций элементов пресноводного баланса океана позволяет раскрыть их роль в эволюции отдельных частей и в целом океанической системы.

Физической характеристикой объема пресных вод является величина разности между объемом морской воды и объемом содержащихся в ней солей. Поскольку

изменчивость физической величины объема пресных вод является малой разностью больших величин, то была введена другая величина, названная содержанием пресных вод (СПВ) относительно референтной солености (Aagaard, Carmack, 1989). Суммарное содержание пресных вод, V , для акватории площадью Σ вычисляется по формуле:

$$\begin{aligned} V &= \iint_{\Sigma} \left(\int_{z_1}^{z_2} \frac{(S_{ref} - S(x, y, z))}{S_{ref}} \cdot dz \right) \cdot dx \cdot dy = \\ &= V_c \left(1 - \frac{S_c}{S_{ref}} \right) - \iint_{\Sigma} \left(\int_{z_1}^{z_2} \frac{(S'(x, y, z))}{S_{ref}} \right) \cdot dx \cdot dy \cdot dz, \end{aligned} \quad (1)$$

где $V_c = \iint_{\Sigma} \left(\int_{z_1(x, y)}^{z_2(x, y)} dz \right) \cdot dx \cdot dy$ — объем чаши, ограниченной верхней $z_1(x, y)$ и нижней

$z_2(x, y)$ поверхностями в пределах акватории Σ , а S_c — средневзвешенная соленость для этой чаши; $S'(x, y, z)$ — отклонение солености от средней солености воды в чаше.

При такой формулировке величина СПВ представляет собой объем пресной воды, который необходимо изъять из морской воды в чаше объемом V_c , чтобы соленость морской воды стала равной S_{ref} . Используется также и линейная величина h , называемая толщиной пресных вод, представляющая собой вертикальный размер (чаще всего в м) объема пресной воды единичной площади, изъятие которой приведет к увеличению солености в чаше до S_{ref} . В качестве референтной солености чаще всего используют величину $S_{ref} = 34,8 \text{ ‰}$, равную средней величине солености атлантических вод в Арктическом бассейне (Rudels, Friedrich, 2000).

Изучению таких компонентов пресноводного баланса СЛО, как материковый сток, атмосферные осадки и испарение, образование и таяния льда, поступление воды из Атлантического и Тихого океанов, сток воды через пролив Фрама и проливы Канадского архипелага, посвящено много публикаций (Иванов, 1976; Никифоров, Шпайхер, 1980; Carmack, 2000 и др.). Первые оценки содержания пресных вод в СЛО и отдельных его частях выполнили К. Aagaard и Е.С. Carmack (1989). В. Rudels и Н.И. Friedrich (2000) произвели расчеты как общего объема пресных вод в Арктическом бассейне, так и содержания пресной воды по слоям. В работе С. Хаккинена и А. Прошутинского на основе результатов моделирования были рассчитаны межгодовые изменения содержания пресных вод в Арктическом бассейне в верхнем слое (Häkkinen, Proshutinsky, 2004). В статье (Polyakov et al., 2008) приведены результаты расчета аномалий содержания пресных вод в Арктическом бассейне и морях сибирского шельфа за последние 100 лет с использованием всех доступных океанографических измерений до начала текущего столетия и проанализированы причины долгопериодных изменений аномалий СПВ.

В настоящей работе на основе более обширного массива данных океанографических наблюдений выполнен анализ климатических изменений не только годового, но и сезонного содержания пресных вод (не аномалий, средних величин СПВ) в Северном Ледовитом океане для пяти десятилетий (1950–1959) – (2000–2009), сделаны выводы о сопряженности изменений СПВ в различных частях СЛО для зимнего и летнего периодов и обсуждены механизмы влияния внешних и внутренних гидрометеорологических факторов на изменчивость СПВ.

БАЗА ДАННЫХ И МЕТОД АНАЛИЗА

Расчет содержания пресных вод для периода 1950–1989 гг. производился по средним за десять лет гридированным полям температуры и солености из российско-американского океанографического атласа (Joint U.S.-Russian Atlas, 1997; 1998), представленных в узлах регулярной сетки 200×200 км на стандартных горизонтах для летнего (июль, август, сентябрь, октябрь) и зимнего (февраль, март, апрель, май) сезонов.

В расчетах СПВ за период с 1994 по 2009 г. использовались данные наблюдений температуры и солености из океанографической базы данных ААНИИ, а также данные российских и зарубежных экспедиций за период с 1994 по 2009 г., включая данные наблюдений дрейфующих океанографических буев ИТР. По этим данным были получены гридированные поля температуры и солености, средние для десятилетий 1990–1999, 2000–2009 гг. для зимнего и летнего сезонов, с использованием следующих процедур. В квадратах 200×200 км для каждого стандартного горизонта рассчитывались средние значения температуры и солености за десятилетие (с предварительным осреднением наблюдений за каждый год наблюдений), и для каждого горизонта проводилась интерполяция значений в квадраты, в которых данные отсутствовали. Затем производилась интерполяция данных в узлы более мелкой сетки 50×50 км. По вертикали производилась интерполяция между стандартными горизонтами в узлы сетки с шагом 1 м. Для приведения полученных профилей солености к одинаковой глубине последнего горизонта в соответствующих узлах сетки 50×50 км использовался массив глубин ИВСаО. При этом удалялись горизонты со значениями большими, чем в массиве глубин для соответствующего узла сетки.

Объем океана, для которого вычислялось СПВ, был ограничен по горизонтали жесткими границами области расчета, а по вертикали сверху «крышкой» на глубине 3,0 м, снизу — твердой границей дна океана или изохалинной поверхностью 34,8 ‰. Область исследования включала Арктический бассейн (АБ) и моря Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское и Бофорта. Расчеты проводились для четырех регионов: Евразийский глубоководный и мелководный и Амеразийский глубоководный и мелководный регионы, которые разделены хребтом Ломоносова. Граница между глубоководными и мелководными частями проходит по изобате 200 м. Наибольшее число наблюдений в зимний период приходится на апрель. Поэтому оценки СПВ для зимы наиболее близко отражают величину пресных вод в апреле. В летний период наибольшее число наблюдений производилось в августе–сентябре, и рассчитанное для лета СПВ близко к средней величине пресных вод с 15 августа по 15 сентября.

ОБЩЕЕ СОДЕРЖАНИЕ ПРЕСНЫХ ВОД

Среднее климатическое для периода 1950–2009 гг. распределение толщины пресных вод h в метрах на единицу площади неравномерно по акватории СЛО как в зимний период (рис. 1а), так и в летний (рис. 1б). Основная доля пресных вод сосредоточена в Амеразийском суббассейне с наибольшими величинами в центре Канадской котловины, откуда значения СПВ радиально уменьшаются по направлению к материкам. Максимальные значения СПВ в Канадской котловине зимой составляют около 17 м, а летом достигают 18 м (рис. 1а, б). Площадь акватории с величинами СПВ больше 2 м в летний период (рис. 1б) больше, чем в зимний сезон (рис. 1а).

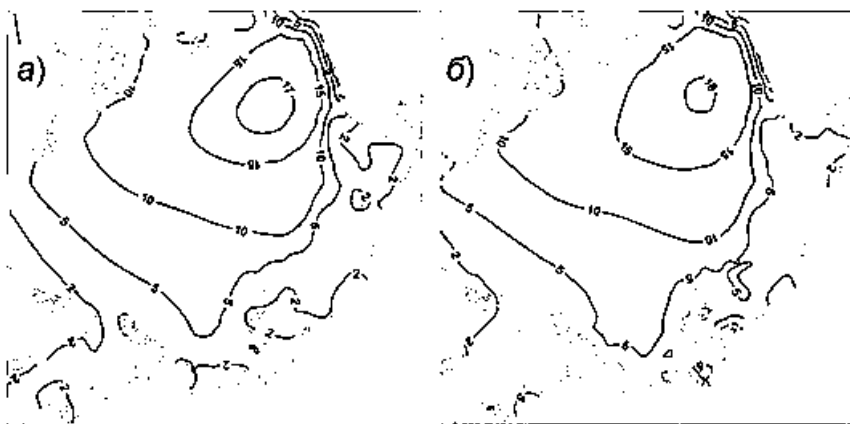


Рис. 1. Среднее климатическое распределение СПВ в м на единицу площади (СПВм) в зимний (а) и летний (б) периоды в Арктическом бассейне и арктических морях.

По нашим расчетам в СЛО на площади 7,6 млн км² средний климатический объем СПВ составляет 60 920 км³, а средняя толщина пресных вод 8,1 м. Из оценок (Aagaard, Carmack, 1989) средняя толщина пресных вод оказалась равной 9,4 м. Учитывая, что авторы использовали большую величину референтной солености и площадь расчетной области была на 12 % больше, чем в данной работе, можно говорить об удовлетворительном согласии результатов наших расчетов общего объема СПВ в СЛО и оценок (Aagaard, Carmack, 1989).

Результаты расчетов впервые дают оценку сезонной изменчивости средних десятилетних значений СПВ. Средняя климатическая величина СПВ в СЛО летом — $63,8 \cdot 10^3$ км³ — оказалась больше, чем СПВ в зимний период — $58,35 \cdot 10^3$ км³. Но климатические изменения летней и зимней величин СПВ происходили сопряженно (рис. 2). Наибольшие величины содержания пресных вод наблюдались в 1960–1969 гг., затем величина СПВ уменьшалась до 1990–1999 гг., после этого вновь произошел рост

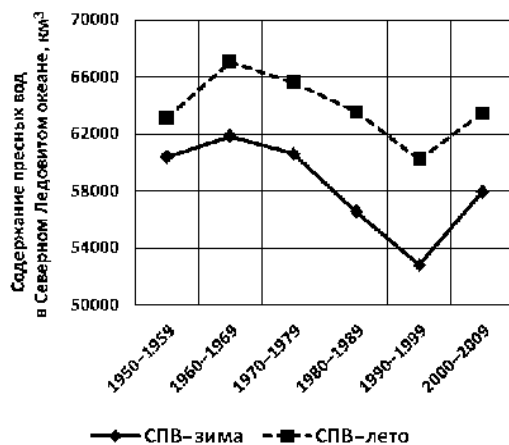


Рис. 2. Климатические изменения в Северном Ледовитом океане средних десятилетних значений содержания пресных вод в км³ для зимнего (СПВ – зима) и летнего (СПВ – лето) периодов.

содержания пресных вод в СЛО. В флуктуациях СПВ можно отметить циклическое колебание около 60 лет, которое присуще многим гидрометеорологическим характеристикам, в частности колебаниям ледовитости арктических морей (Фролов и др., 2007).

Для анализа степени зависимости величины СПВ от солёности и объема чаши были рассчитаны аномалии содержания пресных вод V' , объема чаши V_C' и средней солёности S_C' . Между указанными флуктуациями существует приближенное соотношение, следующее из формулы (1): $V' \approx V_C' \cdot (1 - S_C/34,8) - S_C' \cdot V_C/34,8$. Первый член правой части равенства можно рассматривать как вклад колебания объема чаши в изменение общего содержания пресных вод, а второй член — как вклад изменения солёности в СПВ. На рис. 3 представлены гистограммы аномалий СПВ, солёности и объема чаши. Как видно из рисунка, в декадных изменениях наблюдается значительная когерентность аномалий среднего годового объема СПВ и вкладов солёности и объема чаши. Подобно колебаниям величины СПВ (рис. 2), такая же цикличность наблюдается в изменениях парциальных вкладов солёности и объема чаши в СПВ, но с определенным временным сдвигом. Так, переход парциального вклада солёности от положительных значений в первые два десятилетия к отрицательным значениям в 1970–1999 гг. и затем появление положительной аномалии в 2000–2009 г. происходили с опережением изменений аномалий СПВ на одно десятилетие. В то же время изменение объема чаши отставало от изменений СПВ на одно десятилетие.

В изменчивости средних для календарного года аномалий СПВ наблюдается уменьшение от 1950–1959 гг. к последующим десятилетиям. Эта тенденция также была отмечена в работе (Polyakov et al., 2008), хотя в цитируемой статье расчеты производились иным методом. Но после периода 1990–1999 гг. наблюдается рост СПВ, и основной вклад в этот процесс вносит распреснение.

Обратимся теперь к анализу причин и факторов, формирующих междекадные изменения СПВ. Осреднение исследуемых характеристик по десятилетиям в какой-то мере затрудняет анализ. Но качественную картину реальных крупномасштабных изменений СВП метод десятилетнего осреднения позволяет установить.

В анализе были использованы следующие внешние и внутренние факторы: аномалии температуры атлантических вод (АВ) в Арктическом бассейне (Polyakov et al., 2004); температура воды в слое 0–200 м на Кольском меридиане T_{kola} , ледовитость

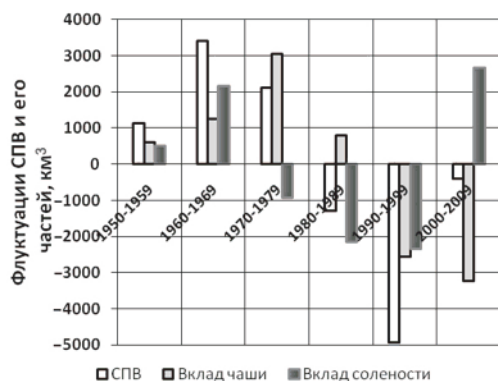


Рис. 3. Междекадные изменения флуктуаций СПВ и вкладов изменения объема чаши (вклад чаши) и изменения солёности (вклад солёности) в флуктуации СПВ.

арктических морей (URL: <http://www.aari.nw.ru/projects/ECIMO/index.php?im=100>); индексы атмосферной циркуляции Арктическое колебание (Arctic Oscillation, AO), тихоокеанский северо-арктический индекс (Pacific Northern Arctic, PNA), Арктический диполь (Arctic Dipole, AD) (URL: <http://www.jisao.washington.edu/analyses0302/#data/>). Напомним, что AO, PNA, AD представляют собой первую, вторую и третью главную компоненту разложения приземного атмосферного давления по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ) и составляют соответственно 21,5; 12,3 и 10,2 % общей дисперсии (см., например, (Overland, Wang, 2010)).

ПРЕСНЫЕ ВОДЫ НА АРКТИЧЕСКОМ ШЕЛЬФЕ

Изменения от десятилетия к десятилетию аномалий среднего объема СПВ и солености на шельфовой части Евразийского региона (ЕвСБ) и Амеразийского региона (АмСБ) для зимнего (индекс «з») и летнего (индекс «л») периодов представлены на рис. 4.

В качестве примера внешних факторов на рис. 4 приведены аномалии ледовитости морей Карского и Лаптевых (шельф ЕвСБ) и Восточно-Сибирского и Чукотского (шельф АмСБ). Как видим, флуктуации СПВ на шельфовой части СЛО когерентны флуктуациям солености. Поэтому изменения СПВ на шельфе зависят прежде всего от флуктуаций средней солености.

Чтобы оценить степень когерентности временных кривых СПВ и внешних факторов, были рассчитаны коэффициенты взаимной корреляции. Учитывая, что

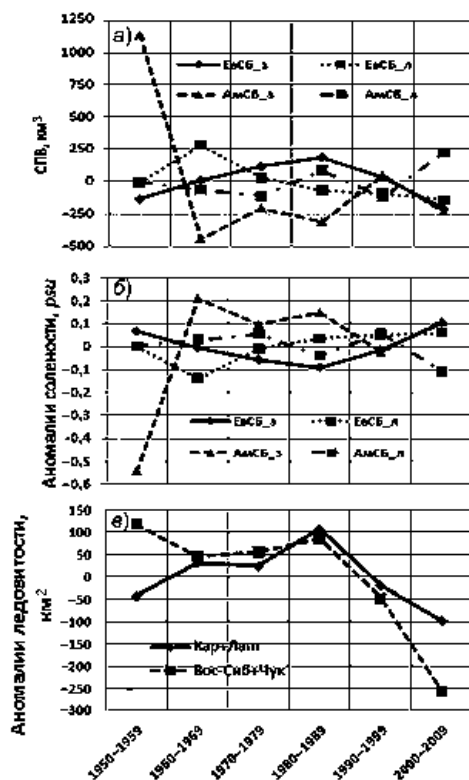


Рис. 4. Аномалии СПВ (а), солености (б) и ледовитости морей (в) для шельфовой части Евразийского и Амеразийского регионов в зимний и летний периоды.

длительность рядов маленькая, полученные величины можно рассматривать лишь как оценки степени когерентности соответствующих пар временных кривых. В дальнейшем полученные коэффициенты будем называть «показатель сопряженности», r_c . В табл. 1 приведены показатели сопряженности средней солёности в шельфовой части (< 200 м) суббассейнов с индексами атмосферной циркуляции, температурой воды в слое 0–200 м на Кольском меридиане, аномалией температуры атлантических вод (АВ) и ледовитостью морей.

Зимняя солёность шельфа Евразийского региона прямо пропорциональна флуктуациям температуры воды в слое 0–200 м на Кольском меридиане и обратно пропорциональна величине ледовитости морей. Этот результат имеет физическое объяснение. Температура воды на Кольском меридиане отражает интенсивность затока более теплых и соленых вод атлантического происхождения в Баренцево море. С временным запаздыванием в 2 года аномалии T_{kola} (а следовательно, и солёности) проявляются и в северо-западной части моря Лаптевых. Поэтому между солёностью шельфа Евразийского региона и T_{kola} существует столь высокая сопряженность (табл. 1).

Таблица 1

Показатель сопряженности r_c средней солёности в шельфовой части (< 200 м) ЕвСБ и АмСБ с индексами атмосферной циркуляции, температурой воды в слое 0–200 м на Кольском меридиане, аномалией температуры АВ в АВ и ледовитостью морей Карского+Лаптевых и Восточно-Сибирского+Чукотского

Солёность, шельф	АО	PNA	AD	T_{kola}	AB	Ледовитость Кар.+Лап	Ледовитость В.-Сиб.+Чук.
ЕвСБ, зима	–0,12	0,14	–0,40	0,86		–0,92	
ЕвСБ, лето	0,81	0,56	–0,00	0,57		–0,30	
АмСБ, зима	0,22	0,37	0,06		0,05		–0,34
АмСБ, лето	–0,09	–0,75	0,68		–0,42		0,59

Когерентность между солёностью и ледовитостью морей Карского и Лаптевых (табл. 1) обусловлена, по нашему мнению, тем, что большая ледовитость может служить показателем слабого выноса поверхностных распресненных вод из морей. В этот период будет также уменьшено поступление соленых баренцевоморских вод в Карское море и более соленых поверхностных вод Евразийского суббассейна в северо-западную часть моря Лаптевых, что в итоге формирует отрицательную аномалию солёности на шельфе. Период малой ледовитости ассоциируется с более интенсивным выносом из морей льдов и распресненных поверхностных вод. Этот процесс сопровождается одновременным увеличением затока более соленых баренцевоморских вод в Карское море и поверхностных вод Евразийского суббассейна в северо-западной части моря Лаптевых, что формирует положительную аномалию солёности.

В летний период величина солёности на шельфе Евразийского региона зависит от режима циркуляции, причем наибольшая сопряженность наблюдается с типом циркуляции, моделируемым индексом Арктической осцилляции, АО (табл. 1). Механизм воздействия АО на солёность можно представить в виде следующей схемы. В период доминанты антициклоничности (отрицательное значение АО) ареалы распресненных речным стоком морских вод вытягиваются в северном направлении, оккупируя большую часть акватории моря. Одновременно при антициклоничности ослаблен поток баренцевоморских более соленых вод в Карское море. Совместное воздействие двух указанных факторов являются главной причиной образования от-

рицательной аномалии солёности (распреснение) на шельфе Евразийского региона. В период же циклоничности (положительное значение АО) речные воды в морях распространяются на восток, усиливается приток баренцевоморских вод, что и приводит к формированию положительной аномалии солёности (осолонение) на шельфе.

Не поддается объяснению, по крайней мере на масштабах десятилетий, отсутствие сопряженности зимней солёности шельфа Амеразийского региона с выбранными нами факторами. Возможно, когерентность проявится с вариациями потока тихоокеанских вод через пролив Беринга, учитывая, что именно летние тихоокеанские воды, как более солёные, подпитывают поверхностный слой снизу солью в зимний период. Этот феномен еще требует дополнительного исследования.

В летний период солёность шельфа Амеразийского региона зависит от режима атмосферной циркуляции и вариаций температуры АВ в АБ. По рангу наибольшая сопряженность флуктуаций солёности наблюдается с вариациями PNA и AD. Например, режим атмосферной циркуляции в 2007 г., который характеризовался большими положительными значениями PNA (25,2) и отрицательными значениями AD (–45,2), стал основной причиной экстремального сокращения ледяного покрова в Амеразийском суббассейне (Overland, Wang, 2010) и возникновения больших отрицательных аномалий солёности в поверхностном слое Амеразийского региона в 2007 г. (Фролов и др., 2009).

ПРЕСНЫЕ ВОДЫ В ЕВРАЗИЙСКОМ И АМЕРАЗИЙСКОМ СУББАССЕЙНАХ

Аномалии объема СПВ, солёности и средней толщины чаши для для глубоководной части Евразийского и Амеразийского суббассейнов в зимний и летний периоды приведены на рис. 5. В Амеразийском суббассейне вариации объема СПВ и его компонент несколько отличаются от таковых в Евразийском. Обращает на себя внимание, что амплитуда изменения объема СПВ в зимний период в первом суббассейне от максимума в 1960–1969 гг. до минимума в 1990–1999 гг. в 1,5 раза больше, чем во втором, так же как и амплитуда изменения толщины чаши, которая оказалась в 2 раза больше.

Изменение объема СПВ в суббассейнах в целом тесно коррелирует с изменениями средней солёности. Междесятилетние вариации СПВ в обоих суббассейнах зимнего и летнего сезонов обратно пропорциональны флуктуациям средней солёности. Максимум/минимум объема СПВ совпадает с минимумом/максимумом средней солёности воды в чаше. Только минимум СПВ зимнего периода в Амеразийском суббассейне 1990-х наступил позже максимума солёности 1980-х гг. Связано это, вероятно, с тем, что от 1970-х к 1990-м гг. в Амеразийском суббассейне произошло значительное уменьшение толщины чаши (рис. 5б) и вклад отрицательной вариации толщины чаши превысил вклад в изменение СВП вследствие уменьшения солёности. Изменения глубины поверхности S_{ref} (толщины чаши) не влияли существенно на изменения объема СПВ. Но зимой в Амеразийском суббассейне значительное уменьшение толщины чаши от декады 1980–1989 гг. к декаде 1990–1999 г. привело к уменьшению СПВ, несмотря на то, что в этот период наблюдалось уменьшение средней солёности (рис. 5а, б, в).

На рис. 5г приведены средние для десятилетий значения индексов АО, PNA, AD и нормализованные (на среднее квадратическое отклонение) аномалии температуры атлантических вод в АБ (Polyakov et al., 2004) и значений индексов атмосферной циркуляции АО, PNA AD. В качестве аномалии температуры атлантических вод в АБ 2000–2009 гг. использовано среднее значение для трех лет 2000–2002 гг. (Polyakov et al., 2004).

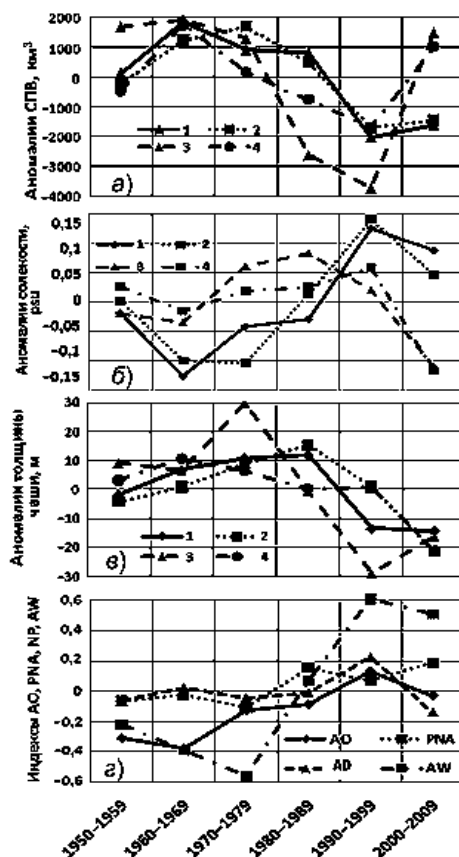


Рис. 5. Аномалии СПВ (а), солёности (б) и средней толщины чаши (в) для Евразийского (1, 2) Американо-Азиатского (3, 4) суббассейнов в зимний (1, 3) и летний (2, 4) периоды. На нижнем рисунке (г) приведены средние для десятилетий значения индексов АО, PNA, AD и нормализованные (на среднее квадратическое отклонение) аномалии температуры атлантических вод (Polyakov et al., 2004).

Ход кривых междекадных вариаций СПВ, солёности, толщины чаши в Евразийском и Американо-Азиатском суббассейнах, а также индексов атмосферной циркуляции и температуры атлантических вод в АБ, приведенных на рис. 5, демонстрирует большую сопряженность изменений перечисленных характеристик. В глубоководной части Арктического бассейна изменения СПВ в масштабах десятилетий когерентны изменениям индекса атмосферной циркуляции АО, как для летнего, так и для зимнего сезона (рис. 5а и 5г). Максимум объема СПВ 60-х гг. прошлого столетия совпадает с минимумом АО ($AO = -0,38$), когда превалировал антициклонический тип атмосферной циркуляции. Минимум объема СПВ 1990-х гг. пришелся на максимум АО ($AO = +0,13$), когда доминировала циклоничность. Этот результат подтверждает тезис работы (Proshutinsky et al., 2002), что в период антициклоничности происходит накопление СПВ, а при циклоническом типе атмосферной циркуляции бассейн теряет СПВ.

Вместе с тем объем СПВ варьирует от десятилетия к десятилетию более сложным образом. Следуя этому положению, можно сделать предположение о доминантах

влияния на изменения объема СПВ и выстроить внешние факторы по рангу влияния. С этой целью были рассчитаны показатели сопряженности СПВ, средней солености толщины чаши с различными внешними факторами. Результаты оценок, приведенные в табл. 2 и 3, позволяют сделать следующие заключения.

Таблица 2

Показатель сопряженности СПВ в глубоководной части (>200 м) ЕвСБ и АмСБ с индексами атмосферной циркуляции, аномалией температуры атлантических вод в АБ и ледовитостью морей Карского+Лаптевых и Восточно-Сибирского+Чукотского

СПВ, океан	АО	PNA	AD	AB	Ледовитость Кар.+Лап	Ледовитость В.-Сиб.+Чук.
ЕвСБ, зима	-0,80	-0,52	-0,26	-0,89	0,67	
ЕвСБ, лето	-0,64	-0,62	-0,26	-0,94	0,64	
АмСБ, зима	-0,73	-0,45	-0,73	-0,59		-0,04
АмСБ, лето	-0,62	-0,10	-0,59	-0,42		-0,24

Таблица 3

Показатель сопряженности средней солености в ЕвСБ и АмСБ с индексами атмосферной циркуляции, аномалией температуры АВ в АБ и ледовитостью морей Карского+Лаптевых и Восточно-Сибирского+Чукотского

Соленость	АО	PNA	AD	AB	Ледовитость Кар.+Лап.	Ледовитость В.-Сиб.+Чук.
ЕвСБ, зима	0,88	0,54	0,29	0,87	-0,57	
ЕвСБ, лето	0,77	0,62	0,48	0,93	-0,36	
АмСБ, зима	0,15	-0,26	0,38	-0,32		0,69
АмСБ, лето	0,06	-0,46	0,69	-0,22		0,78

Междекадные изменения объема СПВ Евразийского суббассейна зависят прежде всего от поступления атлантических вод в Арктический бассейн, сопровождающегося колебаниями температуры АВ, а влияние атмосферной циркуляции через индекс АО следует по рангу на втором месте (табл. 2). Причем изменения СПВ Евразийского суббассейна в летний сезон сопряжены с изменениями типа атмосферной циркуляции, отражаемыми индексом PNA. Для СПВ этого суббассейна отмечается также значительная когерентность с колебаниями суммарной ледовитости Карского и Лаптевых морей.

Структура сопряженности вариаций объема СПВ Амеразийского суббассейна с перечисленными выше показателями отличается от таковой Евразийского суббассейна. Доминирующим фактором в Амеразийском суббассейне является атмосферное воздействие. Но влияние особенностей атмосферной циркуляции, отражаемых индексом АО, близко по рангу воздействию на СПВ режима атмосферной циркуляции по типу PNA. Колебания СПВ Амеразийского суббассейна слабо сопряжены с вариациями ледовитости морей Восточно-Сибирского и Чукотского (табл. 2).

Поскольку процесс изменения СПВ определяют вариации средней солености и толщины чаши, то для того, чтобы лучше понять механизм изменения СПВ, выполним анализ причин флуктуаций средней солености и толщины чаши. Изменения средней солености чаши Евразийского суббассейна в зимний период сопряжены с вариациями режима атмосферной циркуляции по типу АО и аномалиями температуры АВ в АБ (табл. 3). Поскольку атлантические воды подпитывают снизу солью слой опресненных вод, увеличение температуры АВ, которое ассоциируется с увеличением залива

АВ в СЛО, приводит к увеличению средней солёности воды в чаше Евразийского региона, и наоборот. Механизм влияния АО на солёность этого суббассейна в зимний сезон заключается в следующем. В период доминирования антициклоничности (отрицательное АО) расширяется площадь антициклонического круговорота и ось трансарктического течения смещается в Евразийский суббассейн. Этот тип поверхностной циркуляции вод и льдов способствует выносу распресненных вод Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского морей в Евразийский суббассейн, что формирует отрицательную аномалию солёности (распреснение) в этом регионе. При циклоническом режиме атмосферной циркуляции ось трансарктического течения смещается в Амеразийский суббассейн. Вдоль материкового склона от пролива Фрама до моря Лаптевых вытягивается язык более солёных поверхностных вод, и в Евразийском суббассейне формируется положительная аномалия солёности (осолонение). Аналогично формируются аномалии солёности в летний период (табл. 3), но возрастает роль атмосферной циркуляции по типу индекса PNA.

По-иному действует механизм изменения средней солёности воды чаши Амеразийского суббассейна. Как видно из табл. 3, наибольшая сопряженность средней солёности отмечается с ледовитостью морей. Связь здесь не прямая, а опосредованная. Величина ледовитости обратно пропорциональна открытой ото льда площади моря, величина которой прямо связана с объемом растаявшего льда и степенью распреснения поверхностного слоя. В силу открытости шельфовых морей Амеразийского региона и вовлеченности циркуляции морей непосредственно в общую циркуляцию Арктического бассейна, аномалия летней солёности захватывается циркуляцией и память о летней аномалии солёности долго сохраняется в Амеразийском суббассейне. Таким образом, большая ледовитость сопряжена с малым распреснением моря летом, что сопровождается формированием отрицательной аномалии зимней солёности чаши Амеразийского суббассейна. Что касается когерентности летней солёности с ледовитостью, то здесь, по нашему мнению, ледовитость служит показателем температурного режима атмосферы в целом в регионе. Большая ледовитость, как правило, наблюдается при отрицательных аномалиях температуры воздуха. В этот период таяние льда замедлено и в морях, и в Амеразийском суббассейне, что сопровождается уменьшением распреснения и формированием положительной аномалии солёности.

Механизм сопряженности зимней и летней солёности Амеразийского суббассейна с вариациями индексов атмосферной циркуляции аналогичен тому, как это описывалось при анализе процессов на шельфовой части Амеразийского региона.

Изменение толщины слоя опресненных вод (толщины чаши) сопряжено прежде всего с изменением температуры атлантических вод (табл. 4). Известно, что с повышением температуры АВ их верхняя граница поднимается вверх, происходит обмеление положения изохалинной поверхности 34,8 ‰ и уменьшение толщины опресненного слоя,

Таблица 4

Показатель сопряженности толщины чаши (толщины опресненного слоя или глубины поверхности S_{ref}) в ЕвСБ и АмСБ с индексами атмосферной циркуляции и аномалией температуры АВ в АВ

Толщина чаши	АО	PNA	AD	AB
ЕвСБ, зима	-0,53	-0,43	-0,19	-0,81
ЕвСБ, лето	-0,06	-0,31	0,34	-0,45
АмСБ, зима	-0,65	-0,74	-0,47	-0,96
АмСБ, лето	-0,50	-0,76	0,42	-0,71

что проявляется в большом и отрицательном показателе сопряженности между толщиной чаши в обоих суббассейнах с температурой АВ (табл. 4, четвертая колонка).

Влияние атмосферной циркуляции на толщину слоя опресненных вод довольно значительно, как это показывают довольно большие значения показателей сопряженности, прежде всего с индексами АО и PNA. Воздействие атмосферной циркуляции по типу АО на толщину чаши можно представить так. При отрицательных значениях АО, что соответствует антициклоническому режиму циркуляции, опресненные воды стягиваются от периферии океана в центральную часть, вследствие чего увеличивается толщина чаши. При положительных значениях АО, что соответствует циклоническому режиму атмосферной циркуляции, формируется противоположный процесс. Вместе с тем обнаруживается необъяснимо малое сопряжение между толщиной слоя опресненных вод Евразийского суббассейна в летний период с индексом атмосферной циркуляции АО (табл. 4, колонка 1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На масштабах десятилетий установлена когерентность колебаний зимнего и летнего общего содержания пресных вод, причем климатическая величина СПВ в СЛО летом больше, чем в зимний период. При этом вклад изменения солёности в сезонную амплитуду СПВ составляет 59 %, а изменения объема слоя опресненных вод (объема чаши) — 41 %.

Средний объем СПВ на шельфовой части Евразийского региона меньше в 1,8–2,4 раза, чем в Амеразийском регионе, как для зимы, так и для лета. Наибольшие флуктуации объема СПВ на шельфе наблюдаются в зимний период в Амеразийском регионе. Колебания СПВ на шельфовой части СЛО когерентны флуктуациям средней солёности. Выявлена сопряженность изменений средней солёности мелководных частей СЛО с индексами атмосферной циркуляции, температурой воды в слое 0–200 м на Кольском меридиане, аномалией температуры атлантических вод и ледовитостью морей.

Средний объем СПВ глубоководной части Евразийского суббассейна меньше в 4 раза, чем в Амеразийском суббассейне, как для зимы, так и для лета. В Амеразийском суббассейне вариации объема СПВ и его компонент несколько отличаются от таковых в Евразийском. Наибольшие флуктуации объема СПВ наблюдаются в зимний период в Амеразийском суббассейне. Изменение объема СПВ в суббассейнах в целом тесно коррелирует с изменениями средней солёности. Изменение толщины слоя опресненных вод (толщины чаши) сопряжено прежде всего с изменением температуры атлантических вод. Атмосферная циркуляция также влияет на толщину слоя опресненных вод, о чем свидетельствуют большие значения показателей сопряженности толщины слоя с индексами АО и PNA.

В глубоководной части Арктического бассейна междекадные изменения объема СПВ Евразийского суббассейна зависят прежде всего от колебаний температуры АВ, а влияние атмосферной циркуляции через индекс АО следует по рангу на втором месте. Причем изменения СПВ в летний сезон сопряжены с изменениями типа атмосферной циркуляции, отражаемыми индексом PNA. Отмечается также значительная когерентность с колебаниями суммарной ледовитости Карского и Лаптевых морей.

Доминирующим фактором, влияющим на колебания СПВ в Амеразийском суббассейне, является атмосферная циркуляция. Но влияние особенностей атмосферной циркуляции, моделируемое индексом АО, близко по рангу воздействия на СПВ режимов атмосферной циркуляции по типу PNA. Средняя солёность в чаше Амеразийского суббассейна тесно связана с колебаниями ледовитости морей Восточно-Сибирского и Чукотского. Однако суммарное содержание пресных вод в этом суббассейне слабо сопряжено с вариациями ледовитости этих морей.

Данная работа выполнена в рамках российско-германского проекта «Транспортная система Северного Ледовитого океана» и плановой тематики Росгидромета.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Иванов В.В. Пресноводный баланс Северного Ледовитого океана // Труды ААНИИ. 1976. Т. 323. С. 138–147.
- Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 269 с.
- Фролов И.Е., З.М. Гудкович, В.П. Карклин, Е.Г. Ковалев, Смоляницкий В.М. Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 158 с.
- Aagaard K., Carmack E.C. The role of sea ice and other freshwater in the Arctic circulation // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. P. 14485–14498.
- Carmack E.C. The Arctic Ocean's freshwater budget: Sources, storage and export / E.L. Lewis et al. (eds.). The Freshwater Budget of the Arctic Ocean. Kluwer, the Netherlands. 2000. P. 91–126.
- Häkkinen S., Proshutinsky A. Freshwater content variability in the Arctic Ocean // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. C03051, doi: 10.1029/2003JC001940.
- 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.
- Overland J.E., Wang M. Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice // Tellus. 2010. Vol. 62A, P. 1–9.
- Polyakov I.V., Alekseev G.V., Timokhov L.A., Bhatt U., Colony R.L., Simmons H.L., Walsh D., Walsh J.E., Zakharov V.F. Variability of the intermediate Atlantic Water of the Arctic Ocean over the last 100 years. // Journal of Climate. 2004. P. 4485–4497.
- Polyakov I.V., Alexeev V.A., Belchansky G.I., Dmitrenko I.A., Ivanov V.V., Kirillov S.A., Korablev A.A., Steele M., Timokhov L.A., Yashayaev I. Arctic Ocean Freshwater Changes over the Past 100 Years and Their Causes // Journal of Climate. 2008. Vol. 21. № 2. P. 364–384.
- Rudels B., Friedrich H.J. The transformations of Atlantic Water in the Arctic Ocean and their significance for the freshwater budget / E.L. Lewis et al. (eds.). The Freshwater Budget of the Arctic Ocean. Kluwer, the Netherlands. 2000. P. 503–532.

*L.A. TIMOKHOV, I.V. POLYAKOV, I.E. FROLOV, H. KASSENS,
V.Yu. KARPIY, N.V. LEBEDEV*

CLIMATE CHANGE OF FRESH WATER CONTENT IN THE ARCTIC OCEAN AND THEIR CAUSES

Based on oceanographic observations the analysis of climatic changes of the annual and seasonal of fresh waters content (FWC) for five decades (1950–1959) – (2000–2009) in the Arctic basin and Arctic seas is made. Estimates of a contribution of change of salinity and volume of waters with salinity less than 34,8 ‰ are given to change of the general content of fresh waters. The associatively of FWC changes in various parts of the Arctic Ocean for the winter and summer periods and the reason of FWC change is established. The mechanism of influence of the dominating external and internal factors on climatic variations of the fresh water content in deep-water and shelf parts of the Arctic Ocean is discussed.

Keywords: Arctic Ocean, the fresh water content, climatic changes, the impact of external and internal factors on the fresh water content.

ОПЫТ МОДЕЛИРОВАНИЯ НЕСТАЦИОНАРНОГО ПРОЦЕССА УПЛОТНЕНИЯ СНЕЖНО-ФИРНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ХОЛОДНОЙ РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИОННОЙ ЗОНЕ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ

вед. инженер К.Б. ЧИХАЧЕВ, канд. геогр. наук В.Я. ЛИПЕНКОВ

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

В результате объединения существующих моделей уплотнения снежно-фирновой толщи и теплопереноса в теле ледника построена численная схема решения нестационарной задачи уплотнения твердых атмосферных осадков в условиях меняющегося климата в холодной рекристаллизационной зоне льдообразования. Проведены численные эксперименты, которые позволили изучить характер и величину отклика вертикального профиля плотности ледяных отложений на различных глубинах на изменение основных условий льдообразования (температуры, аккумуляции и плотности снега на поверхности ледника). Эксперименты показали теоретическую возможность реконструкции прошлых изменений температуры и аккумуляции по форме экспериментальных профилей плотности. Сделана попытка учета стратиграфической неоднородности снежно-фирновых отложений при моделировании процесса их уплотнения и намечены возможные пути корректного решения этой задачи.

Ключевые слова: изменение климата, ледяной керн, льдообразование, моделирование, уплотнение, снежно-фирновая толща.

ВВЕДЕНИЕ

Ледяные керны, полученные при бурении полярных ледниковых покровов, являются уникальным источником информации как о прошлых изменениях температуры воздуха (восстанавливается по данным об изотопном составе льда), так и о концентрации парниковых газов в атмосфере Земли (измеряется по экстрагированному из льда воздуху). Возраст атмосферного воздуха, захваченного льдом, меньше возраста вмещающего его льда на величину возраста льда в момент замыкания пор фирна и изоляции фирнового воздуха от атмосферы. Точное датирование атмосферного воздуха во льду имеет ключевое значение для решения одной из основных проблем современной климатологии — определения фазовых соотношений между колебаниями температуры и концентрации парниковых газов в атмосфере Земли в ходе глобальных климатических изменений прошлого. Для расчета разницы возрастов льда и газа в разных условиях льдообразования используются модели уплотнения снежно-фирновых отложений и эмпирические зависимости, связывающие плотность (пористость) ледяных отложений в момент изоляции воздуха с температурой льдообразования (Martinerie et al., 1994).

Первые попытки моделирования процесса уплотнения снежно-фирновой толщи привели к созданию целого ряда эмпирических и полуэмпирических моделей. Наи-

более популярной из них стала широко используемая и в наши дни модель Херрона–Лангвея (Herron, Langway, 1980), которая основана на предположении Г. Робина (Robin, 1958) о линейной зависимости относительного изменения объема пор от давления вышележащих слоев. Эта модель позволяет рассчитывать вертикальные профили плотности снежно-фирновых отложений для различных условий холодной рекристаллизационной зоны льдообразования (средняя годовая температура $\leq -20^\circ\text{C}$, полное отсутствие летнего таяния снега), которые хорошо согласуются с результатами многочисленных измерений, выполненных по кернам Антарктиды и Гренландии.

Однако надежное использование эмпирических моделей ограничено современными климатическими условиями, и нет оснований полагать, что их положения справедливы для условий льдообразования, которые существовали в далеком прошлом, но не наблюдаются в настоящее время на полярных ледниках. В связи с этим были предприняты попытки разработать физическую модель уплотнения пористой ледяной породы, базирующуюся на общих представлениях механики грунтов. Так, предложенная Л. Арно с соавторами модель (Arnaud et al., 2000) основывается на широко применяемой в гляциологии концепции разделения процесса уплотнения снежно-фирновой толщи на две стадии: 1) уплотнение снега только за счет относительного перемещения ледяных зерен до достижения ими предельно плотной упаковки и 2) последующее уплотнение фирна только за счет пластической деформации зерен. Эта модель позволяет рассчитать полный профиль плотности снежно-фирновой толщи от поверхности ледника до глубины закрытия пор, т.е. до момента образования пузырькового льда. При этом граница снег–фирн устанавливается на глубине достижения породой критической относительной плотности $D = \rho/\rho_{ice}$, где ρ — абсолютная плотность снежно-фирновых отложений, а ρ_{ice} — плотность чистого льда при данной температуре. Для моделирования первой стадии процесса (при относительной плотности $D < 0,6$) в модели Арно применяется приближение Р. Аллея (Alley, 1987), описывающее уплотнение снега за счет переупаковки зерен. Моделирование второй стадии (при $0,6 \leq D < 0,9$) основано на геометрической концепции уплотнения порошковых материалов за счет пластической деформации сферических частиц, которая была разработана Е. Арзтом (Arzt, 1982).

Вместе с тем из известного в теории механики грунтов эффекта дилатансии следует, что объемное сжатие среды за счет переупаковки частиц вызывает дополнительные напряжения в ледяной породе, реализующиеся в виде пластических деформаций (Определяющие законы механики грунтов, 1975). Поэтому использованное Арно с соавторами жесткое разделение процесса на две стадии уплотнения весьма условно. Избавиться от разделения на стадии удалось в физической модели, разработанной А. Саламатиным с соавторами (Salamatin et al., 2009a). Также основываясь на концепциях Аллея и Арзта и дополнительно учитывая эффект дилатансии, ему удалось описать процесс уплотнения снежно-фирновой толщи единой системой уравнений.

Описанные выше модели предполагают, что климатические условия на поверхности ледника и микроструктурные свойства снега не изменялись в течение всего периода формирования снежно-фирновой толщи, который в современных (голоценовых) условиях холодной рекристаллизационной зоны льдообразования с низкой скоростью аккумуляции осадков может растягиваться на тысячи лет.

Для анализа процесса уплотнения в условиях меняющегося климата требуется создание нестационарной физической модели, которая позволила бы прогнозировать

распределения плотности как по глубине, так и по времени. Первая попытка создания такой модели была сделана в работе (Goujon et al., 2003). За основу были взяты упомянутая выше модель уплотнения Арно с соавторами (Arnaud et al., 2000) и модель теплопереноса в снежно-фирновой толще, разработанная С. Ритц (Ritz, 1989). Поскольку расчеты плотности и температуры взаимозависимы, построение их полей (по глубине и времени) велось параллельно на равномерной по каждому из параметров сетке. В качестве граничных условий использовались температура и начальная плотность снега на поверхности, температура на ложе ледника, а также решение стационарной задачи для профиля плотности и линейная интерполяция по всей толщине ледника для профиля температуры. Полученная таким образом нестационарная модель была верифицирована для районов станций Восток (Антарктида) и GISP2 (Гренландия) с использованием изменяющихся климатических условий, реконструированных по данным изотопных исследований кернов с временным шагом в один год.

Настоящая работа посвящена моделированию распределения плотности снежно-фирновых отложений в условиях меняющихся температуры, аккумуляции и плотности снега на поверхности ледника по схожему принципу, но на основе более совершенной физической модели уплотнения снежно-фирновых отложений, разработанной Саламатиным с соавторами (Salamatin et al., 2009a), и модели теплопереноса в толще ледника (Salamatin et al., 2000).

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ УПЛОТНЕНИЯ СНЕЖНО-ФИРНОВОЙ ТОЛЩИ И ТЕПЛОПЕРЕНОСА В ТОЛЩЕ ЛЕДНИКА

Описываемая в настоящей работе модель является результатом сопряжения модели уплотнения снежно-фирновой толщи (Salamatin et al., 2009a) с моделью теплопереноса в толще ледника (Salamatin et al., 2000). Основу модели уплотнения составляет решение уравнения

$$\frac{1}{D} \frac{dD}{dt} = 3\omega, \quad (1)$$

где D — относительная плотность ледяной породы, d/dt — производная по времени, а ω — относительная скорость уплотнения, которая выражается через след тензора напряженности $\mathbf{E}$ как $\omega = -\text{tr}(\mathbf{E})/3 = -E_1/3$ при условии отсутствия горизонтальных деформаций, что характерно для внутренних областей ледников, близких к ледоразделам. Здесь индексом «1» обозначена вертикальная составляющая.

Общие деформации в ледяной породе возникают как вследствие переупаковки ледяных зерен без изменения их формы, так и в результате пластических деформаций. Если первое имеет место только до момента достижения предельно плотной упаковки зерен, то пластическая деформация из-за наличия эффекта дилатансии имеет место на всем протяжении уплотнения снежно-фирновой толщи. Для учета данного обстоятельства в модель введен параметр λ , характеризующий скорость дилатансии на основе экспериментальной зависимости от относительной плотности для стадии уплотнения снега.

Для описания процесса переупаковки зерен, следуя Аллею (Alley, 1987), введем понятие координационного числа Z — среднего количества межкристаллических контактов, приходящихся на одно зерно. При этом до достижения границы перехода снега в фирн, при координационном числе Z_0 , наблюдается линейная зависимость между координационным числом Z и относительной плотностью D .

Далее, следуя (Salamatin et al., 2009a), получим уравнения, связывающие относительную плотность D , давление вышележащих слоев p_i , относительную скорость уплотнения ω и вертикальную скорость движения зерен w :

$$p_i = \frac{\sqrt{3aADZ^2}}{4\pi Z_0} \left(\frac{2\sqrt{3}\mu R'}{asR''} (1 - (1 - \zeta)s)(1 - (1 - \lambda)x)\omega \right)^{\frac{1}{\alpha}} + \frac{\varepsilon D^2 Z (3 - \lambda)}{\sqrt{3}Z_0} (2\sqrt{3}\mu(1 - x)\omega)^{\frac{1}{\alpha}}, \quad (2)$$

$$x\omega = k_r \frac{\Gamma(Z)}{R} (\mu\omega(1 - x))^{\frac{1}{\alpha}}, \quad (3)$$

$$p_i = g\rho_i \int_0^h D dh, \quad (4)$$

$$Dw = b - \frac{1}{g\rho_i} \frac{\partial p_i}{\partial t}, \quad (5)$$

где A, a, R', R'', s — микроструктурные и геометрические характеристики пластической деформации зерен согласно модифицированной концепции Арзта (Arzt, 1982), α, ε, μ и k_r — реологические параметры льда: $\alpha = 3,5$, $\varepsilon = 0,1$, а μ и k_r определяются как функции абсолютной температуры и энергии активации пластической деформации, уравнениями Аррениуса (Salamatin et al., 2009a), коэффициент $\Gamma(Z) \approx (|1 - Z/Z_0| + (1 - Z/Z_0))/2$, R — относительный размер зерен, g — ускорение свободного падения, h — глубина от поверхности ледника, а переменная x характеризует девиаторные деформации, соответствующие процессу переупаковки зерен.

Решение системы дифференциальных уравнений (1)–(5) позволяет рассчитать распределение относительной плотности по глубине, а также — на основании уравнения (5) — установить распределение времени, прошедшего с момента отложения данной частицы ледяной породы.

Основу модели распределения температуры в толще ледника составляет уравнение теплопроводности, записанное, по аналогии с (Salamatin et al., 2000) и (Липенков и др., 2004), с учетом незначительного горизонтального переноса тепла:

$$c_{pi}\rho_i D \left(\frac{\partial T}{\partial t} + w \frac{\partial T}{\partial h} \right) = \frac{\partial}{\partial h} \left(\lambda_i \Lambda \frac{\partial T}{\partial h} \right), \quad (6)$$

где T — температура, c_{pi} и λ_i — теплоемкость и теплопроводность чистого льда соответственно, а зависимость поправочного множителя от плотности задается формулой

$$\Lambda = \frac{a_T D}{a_T + 1 - D}, \quad (7)$$

где коэффициент a_T зависит от микроструктурных особенностей отложенного снега. Согласно экспериментальным исследованиям ледяных кернов со станции Восток, выполненным Вострецовым с соавторами (Вострецов и др., 1984), значения величины a_T лежат в диапазоне 0,5–1,0. Исследования проникновения сезонных температурных колебаний в снежно-фирновую толщу в районе станции Восток, приведенные в работе (Липенков и др., 2004), показывают наилучшую корреляцию теоретических

и экспериментальных профилей при $a_T = 0,6$. Значения коэффициента a_T для других районов с отличной от наблюдающейся на станции Восток микроструктурой снега могут быть получены по экспериментальным данным о теплопроводности снежно-фирновых отложений различной плотности.

Теплоемкость и теплопроводность чистого льда аппроксимируются линейными зависимостями от температуры:

$$c_{pi} = c_{p0} (1 + \alpha_c (T + 30 \text{ }^\circ\text{C})), \quad (8)$$

$$\lambda_i = \lambda_0 (1 - \alpha_\lambda (T + 30 \text{ }^\circ\text{C})), \quad (9)$$

где $c_{p0} = 1,89 \text{ кДж} \cdot (\text{кг} \cdot ^\circ\text{C})^{-1}$, $\alpha_c = 0,0037 \pm 0,0003 \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, $\lambda_0 = 2,55 \text{ Вт} \cdot (\text{м} \cdot ^\circ\text{C})^{-1}$, $\alpha_\lambda = 0,0039 \pm 0,0005 \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$.

ПОСТРОЕНИЕ НЕСТАЦИОНАРНОЙ МОДЕЛИ И ЧИСЛЕННАЯ СХЕМА

Для моделирования процесса уплотнения снежно-фирновой толщи при изменяющихся условиях льдообразования (аккумуляции, температуры и плотности снега на поверхности ледника) система дифференциальных уравнений (1)–(9) решается на равномерной сетке, параметризованной временем и глубиной. При этом в уравнении (1) производная по времени раскладывается в сумму частных производных:

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + w \frac{\partial}{dh}.$$

Система уравнений (1)–(5) решается модифицированным методом Эйлера, в то время как система уравнений (6)–(9) этим методом решена быть не может из-за своей неустойчивости и требует решения методом прогонки. В связи с этим расчет полей плотности, возраста и температуры ведется сначала по времени, а затем по глубине. Для каждого конкретного момента времени значения реологических параметров μ и k_r и относительный размер зерен R рассчитываются исходя из значений распределения температуры, полученных на предыдущем шаге по времени на соответствующей глубине. Далее система (1)–(5) решается методом Эйлера, а система (6)–(9) методом прогонки, где в качестве T в уравнениях (8)–(9) также используется температура с предыдущего шага по времени. Возраст частиц льда рассчитывается на основании плотности и вертикальной скорости погружения ледяных слоев.

В качестве граничных условий принимаются изменяющиеся во времени условия на поверхности ледника (плотность снега, скорость аккумуляция, температура поверхности), а также профиль плотности в начальный момент времени, полученный решением стационарной задачи, и профиль температуры, полученный линейной интерполяцией от поверхности до ложа ледника. Такой подход не дает возможности моделировать уплотнение снежно-фирновой толщи в условиях постоянных короткопериодных изменений климата, при которых снежно-фирновая толща не приходит в равновесное состояние, но позволяет проследить характер проникновения и величину отклика профилей плотности и температуры на изменение климатических условий на поверхности. Это дает потенциальную возможность решать обратную задачу, т.е. реконструировать меняющиеся условия снегонакопления по аномалиям, которые наблюдаются в измеренных профилях плотности.

Отметим, что одновременный расчет возраста погружающихся частиц льда позволяет учитывать изменчивость микроструктурных параметров отложенного снега,

однако численные эксперименты по анализу такой изменчивости в рамках настоящей работы не производились.

Указанная численная схема была реализована в виде программы для ЭВМ, которая может быть предоставлена авторами по запросу. Программа позволяет рассчитывать профили плотности как в стационарном, так и в нестационарном случаях, а также анализировать характер изменения плотности на заданной глубине в нестационарном случае. Входные параметры программы можно разделить на три группы:

- 1) климатические условия льдообразования: поверхностная плотность ρ_s ($\text{г}\cdot\text{см}^{-3}$), температура T_s ($^{\circ}\text{C}$), аккумуляция b ($\text{см}\cdot\text{год}^{-1}$);
- 2) семь микроструктурных параметров, включая три характеристики роста зерен;
- 3) шесть реологических параметров льда.

В рамках настоящего исследования, при проведении численных экспериментов с моделью, изменению подвергались только параметры первой группы, тогда как значения остальных параметров были зафиксированы и соответствовали значениям установленным в работе (Salamatin et al., 2009a) для района станции Восток.

Программа позволяет задавать изменение климатических условий льдообразования либо на основе искусственно созданных сценариев (см. ниже), либо с использованием внешнего ряда палеоклиматических данных. После осуществления расчета имеется возможность просмотра и выгрузки профиля плотности для конкретного момента времени в прошлом, а также просмотра графика изменения плотности на заданной глубине в пределах всего временного интервала расчета.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Для анализа характера и времени проникновения климатического сигнала в вертикальный профиль плотности снежно-фирновой толщи были проведены численные эксперименты, последовательно моделирующие процесс уплотнения во времени

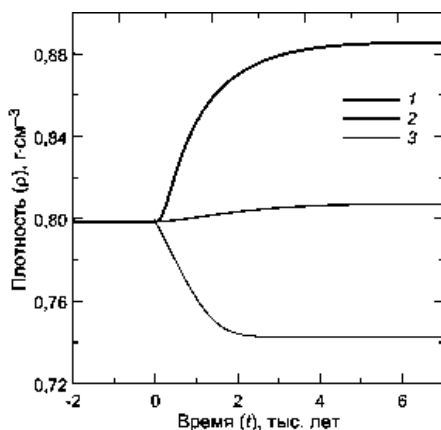


Рис. 1. Временные срезы изменения плотности снежно-фирновых отложений на глубине 97 м в ответ на скачкообразное изменение условий льдообразования на поверхности ледника в момент времени $t = 0$.

1 — повышение температуры поверхности ледника с -66°C до -57°C ; 2 — увеличение плотности поверхностного снега с $0,27 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ до $0,35 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$; 3 — увеличение скорости аккумуляции снега с $0,95 \text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$ до $2,1 \text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$. При расчетах кривых 1, 2, 3 все характеристики условий льдообразования, кроме указанных, задавались неизменными, на своем первоначальном уровне.

после скачкообразного изменения одного из параметров. На рис. 1 приведены расчетные графики изменения плотности отложений на глубине 97 м от поверхности ледника (в непосредственной близости от уровня замыкания пор фирна в условиях станции Восток). Кривая 1 показывает изменение плотности на этой глубине при скачкообразном изменении температуры на 9°C в момент времени $t = 0$. При этом отклик на это изменение на глубине проявляется в климатическом масштабе времени практически мгновенно — через десятки лет. В первую тысячу лет плотность меняется со временем практически по линейному закону, а к концу этого периода температура на глубине практически равна температуре на поверхности. Однако на полную перестройку процесса уплотнения и выход к новому стационарному состоянию требуется значительное время, исчисляемое тысячами лет.

Кривая 2 показывает изменение плотности при скачкообразном изменении плотности поверхностного снега на 30 %. Видно, что плотность на этой глубине слабо реагирует на изменение плотности на поверхности ледника, по сравнению с откликами на изменения других параметров. Форма графика изменения похожа на форму кривой 1, но с несколько меньшим градиентом, а следовательно, с большим временем, необходимым для перехода к стационарному состоянию.

Кривая 3, показывающая изменение плотности на глубине при скачкообразном изменении аккумуляции более чем в 2 раза, требует более детального обсуждения. Дело в том, что изменение аккумуляции приводит к вероятному изменению абсолютного уровня ледника. Являющееся следствием этого процесса изменение скорости растекания всей толщи ледника во внутренних областях ледника не сказывается на уплотнении верхних слоев ввиду инвариантности горизонтального сдвига. Однако, при анализе плотности в системе отсчета глубины от поверхности, скорость движения каждой частицы возрастает на b/ρ_s . В результате, если в момент времени t на глубине h в стационарных условиях находилась частица, которая в момент времени $t - \Delta t$ находилась на глубине $h - w\Delta t$, то в условиях повышения уровня поверхности на этой глубине будет находиться уже частица с глубины $h - (w + b/\rho_s) \cdot \Delta t$, имеющая, очевидно, меньшую плотность. Именно этим фактом, в первую очередь, объясняется линейный участок в начале графика после момента $t = 0$. При этом стабилизация профиля происходит значительно быстрее, чем в случае изменения температуры и аккумуляции, что, по всей видимости, обусловлено тем, что изменение аккумуляции сразу изменяет скорость увеличения нагрузки во всей снежно-фирновой толще.

Для анализа отклика профиля плотности на изменение климатических условий льдообразования на поверхности в качестве опорных были выбраны условия, соответствующие современным условиям в районе станции Восток: $T_s = -57^\circ\text{C}$, $b = 2$, $1\text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$, $\rho_s = 0,35\text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ — и последнему максимуму оледенения (ПМО): $T_s = -66^\circ\text{C}$, $b = 0,95\text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$ (Petit et al., 1999; Salamatin et al., 2009b), $\rho_s = 0,27\text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ (Липенков и др., 1998).

Характер изменения каждого из трех параметров задавался по четырем сценариям, которые показаны на рис. 2. При сценариях 1 и 2 значения параметров оставались постоянными на всем временном интервале и соответствующими условиям ПМО и современным условиям соответственно. Сценарий 3 моделирует постепенный линейный переход от ПМО к современным условиям. Временной интервал $t_2 - t_1$ принят равным 5 тыс. лет, что соответствует продолжительности переходного периода по данным изотопных исследований (Petit et al., 1999). Четвертый сценарий моделирует периодические скачкообразные колебания между значениями, соответствующими

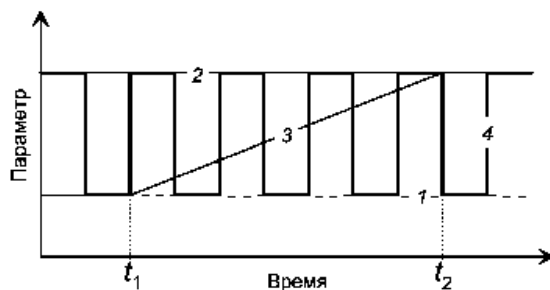


Рис. 2. Варианты задания изменяющихся во времени t условий льдообразования при проведении численных экспериментов с нестационарной моделью уплотнения снежно-фирновых отложений.

1, 2 — два разных стационарных состояния; 3 — постепенный переход от состояния 1 к состоянию 2; 4 — периодические скачкообразные смены состояний 1 и 2.

ПМО и современным условиям, при этом последний полупериод соответствует современным условиям. Длина периода колебаний принята равной 0,4 тыс. лет.

Проведены 4 серии расчетов, в трех из которых поочередно изменялся только один из указанных трех параметров при неизменных и соответствующих современным условиям остальных параметров, а в четвертой серии моделировался постепенный переход от условий ПМО к современным условиям с одновременным изменением всех трех параметров по сценарию 3. Результаты расчетов представлены на рис. 3, на котором показаны профили плотности отложений, рассчитанные на момент времени t_2 . На рис. 3а также показаны экспериментальные данные, полученные по керну скважин ВНЗ и ВН5 в районе станции Восток (Salamatin et al., 2009a), которые достаточно хорошо согласуются с результатами расчета для современных условий льдообразования (кривая 2 на всех графиках рис. 3).

Видимый на всех представленных профилях перегиб в районе плотностей 0,65–0,70 г·см⁻³ соответствует смене преобладающего механизма уплотнения на границе перехода от снега к фирну. Этот перегиб наблюдается, хотя и не так явно, на многих экспериментальных профилях, измеренных в Гренландии и Антарктиде.

Профили плотности на рис. 3а, рассчитанные для изменяющейся температуры на поверхности ледника, показывают, с одной стороны, значительное влияние фактора температуры на процесс уплотнения осадков и, как следствие, сильное и быстрое расхождение кривых 1 и 2 с ростом глубины, а с другой — более быстрое, по сравнению с изменением скорости уплотнения, проникновение тепловой волны в толщу ледника. Таким образом, кривая 4 на этом графике показывает скорее переход между состояниями, соответствующими двум соседним полупериодам колебаний (предпоследнему и последнему), нежели средний профиль плотности.

Графики на рис. 3б показывают медленный отклик профиля плотности на изменение скорости накопления осадков. График, соответствующий четвертому сценарию, показывает усредненный профиль с влиянием всех периодов, но сдвинут в сторону уменьшения плотности, благодаря увеличению аккумуляции в последний полупериод.

Различный характер откликов профиля плотности снежно-фирновых отложений на изменение температуры и аккумуляции в прошлом позволяет предложить методику реконструкции климатических изменений по отклонениям экспериментального профиля от профиля, построенного для современных стационарных

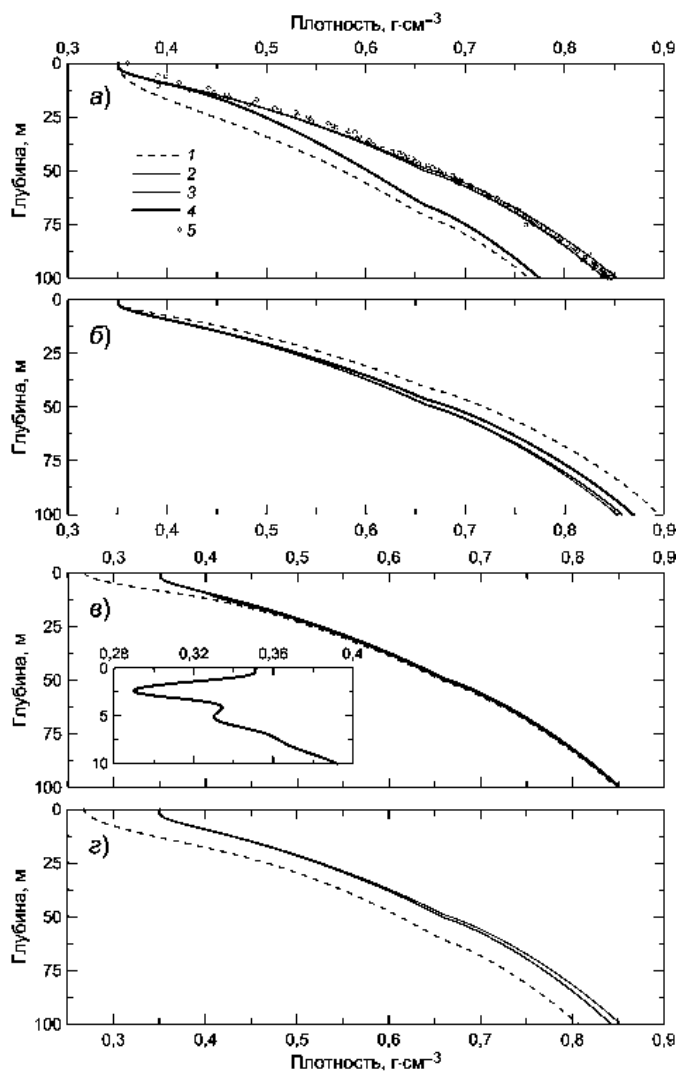


Рис. 3. Расчетные профили плотности снежно-фирновых отложений, полученные при разных вариантах изменения температуры поверхности ледника (а), скорости аккумуляции (б), плотности поверхностного слоя снега (в), всех трех параметров одновременно (г).

1–4 соответствуют номерам вариантов задания параметров на рис. 2; 5 — измеренный профиль плотности на станции Восток (Salamatin et al., 2009a). Периодические изменения параметров (вариант 4) задавались с периодом 400 лет. На вставке рис. 3в показан профиль плотности, рассчитанный для варианта 4 с периодом 50 лет.

условий. Она основана на сравнении момента и характера таких отклонений с теми, которые наблюдались в модельных экспериментах. По моменту расхождения экспериментального и стационарного профилей можно судить о времени, когда произошло изменение условий льдообразования, а характер (градиент) расхождения профилей позволяет установить параметр (аккумуляция или температура), который претерпел изменение.

Моделирование изменений поверхностной плотности по указанным сценариям, результаты которого представлены на рис. 3в, показывает слабое влияние поверхностной плотности на форму профиля плотности на глубине. Первоначально более рыхлый снег быстрее уплотняется и профили с различной начальной плотностью осадков сближаются в пределах первых 10–20 м ледниковой толщи. Таким образом, соответствующий сигнал может быть обнаружен в профиле плотности спустя не более 100–150 лет после изменения плотности снега на поверхности ледника. На врезке рис. 3в показан профиль плотности, рассчитанный для изменения поверхностной плотности по сценарию 4 с периодом 50 лет, в котором отчетливо наблюдается сигнал, связанный с изменением плотности поверхностного снега.

Кривая 3 на рис. 3г показывает профиль плотности при одновременном изменении климатических условий от ПМО к современным условиям в конце переходного периода. Полученный профиль незначительно отклоняется от современного профиля в нижней половине толщины снежно-фирновых отложений. Проведенные численные расчеты показали, что совмещение указанных профилей (с точностью 10^{-3}) достигается через 0,5 тыс. лет после момента t_2 .

Также нами был проведен численный эксперимент по исследованию проникновения короткопериодных изменений плотности на поверхности с периодом порядка одного года. Изменчивость такого масштаба повсеместно наблюдается при стратиграфических исследованиях в шурфах. Для контроля расчетного поля плотностей были построены траектории движения частиц снега с поверхности в глубь снежно-фирновой толщи при короткопериодных изменениях поверхностной плотности, соответствующих так называемым ветровым доскам — слоям, плотность снега в которых достигает $0,55 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$. Построенные траектории не соответствуют движению ветровых досок в результатах расчета поля плотности, хотя очевидно, что ветровые доски должны сохраняться в толще как минимум до того момента, когда плотность соседних с ними слоев сравняется с их плотностью. Таким образом, оказывается невозможным достоверно определить момент выпадения частицы, находящейся на глубине. Вероятно, проблема связана с неприменимостью данной модели при больших градиентах плотности, поскольку она не учитывает явления, происходящие в местах таких градиентов.

Упомянутая в работе (Goujon et al., 2003) возможность учета сезонной изменчивости за счет уменьшения на один порядок шага сетки по времени, скорее всего, является более сложной задачей. Проведенные нами численные эксперименты показывают, что для того, чтобы избежать неустойчивости решения задачи, требуется более значительное (на 2–4 порядка) уменьшение шага, которое приводит к проблеме численной вычислимости. Таким образом, данное направление может стать темой отдельного исследования. В качестве возможных путей решения этой задачи видится переход к расчету вдоль траекторий движения частиц, т.е. на неравномерной по глубине сетке, причем различной для каждого временного шага, а также учет физических процессов, происходящих на границе слоев с сильно отличающейся плотностью. Однако в случае применения неравномерной сетки остается открытым вопрос о верификации применяемой численной схемы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате сопряжения моделей уплотнения снежно-фирновой толщи (Salamatin et al., 2009a) и теплопереноса в толще ледника (Salamatin et al., 2000)

построена численная схема решения нестационарной задачи уплотнения твердых атмосферных осадков в условиях меняющегося климата.

Проведенные численные эксперименты позволили получить данные о характере и величине отклика профиля плотности на различных глубинах на изменение основных условий льдообразования (температуры, аккумуляции и плотности снега на поверхности ледника). Эксперименты показали теоретическую возможность реконструкции прошлых изменений температуры и аккумуляции по форме экспериментальных профилей плотности. Таким образом, темой дальнейших исследований может стать интерпретация наблюдающихся расхождений между экспериментальными и рассчитанными для современных (стационарных) условий профилями плотности с целью реконструкции изменений условий льдообразования, вызвавших указанные аномалии. В частности, представляет интерес моделирование процесса уплотнения с учетом реальных (изменяющихся) условий льдообразования, реконструированных для ряда пунктов Гренландии и Антарктиды, для которых также имеются экспериментальные профили плотности с явно выраженными климатически-обусловленными аномалиями в распределении плотности по глубине (Gow, 1968; Langway, 1967).

Важной задачей дальнейших исследований является также совершенствование физической модели и/или численной схемы решения нестационарной задачи уплотнения с целью учета мелкомасштабной стратиграфической неоднородности снежно-фирновой толщи и микроструктурных особенностей слагающих ее твердых атмосферных осадков.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, грант 14-27-00030. Авторы благодарят проф. А.Н. Саламатина за многочисленные консультации и ценные советы в ходе подготовки данной статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вострецов Р.Н., Дмитриев Д.Н., Путиков О.Ф., Блинов К.В., Митин С.В. Основные результаты геофизических исследований глубоких скважин и ледяного керна в Восточной Антарктиде // МГИ. 1984. Вып. 51. С. 172–178.

Липенков В.Я., Екайкин А.А., Барков Н.И., Пуше М. О связи плотности поверхностного слоя снега в Антарктиде со скоростью ветра // МГИ. 1998. Вып. 85. С. 148–158.

Липенков В.Я., Шибанов Ю.А., Саламатин А.Н., Екайкин А.А., Вострецов Р.Н., Преображенская А.В. Современные климатические изменения, зарегистрированные в вариациях температуры верхнего 80-метрового слоя ледниковой толщи на станции Восток // МГИ. 2004. Вып. 97. С. 44–56.

Определяющие законы механики грунтов. Механика. Новое в зарубежной науке. Вып. 2. / Под ред. В.Н. Николаевского. М.: Мир, 1975. 231 с.

Саламатин А.Н., Шираева Е., Муравьев Я.Д., Зиганин М.Ф. Теплоперенос в сезонном деятельном слое ледникового купола Горшкова на вершине вулкана Ушковского, Камчатка // МГИ. 2001. Вып. 90. С. 100–106.

Alley R.B. Firn densification by grain-boundary sliding: a first model // Journal de Physique. 1987. Vol. 48. Colloque C1 supplément au n 3. P. C1-249–C1-254.

Arnaud L., Barnola J.-M., Duval P. Physical modeling of the densification of snow/ice and ice in the upper part of polar ice sheets // Physics of Ice Core Records (Hondoh, T. eds.). Sapporo, Japan: Hokkaido University Press, 2000. P. 285–305.

Arzt E. The influence of an increasing particle coordination on the densification of spherical powders // Acta Metall. 1982. Vol. 30. P. 1883–1890.

- Goujon C., Barnola J.-M., Ritz C.* Modeling the densification of polar firn including heat diffusion: Application to close-off characteristics and gas isotopic fractionation for Antarctica and Greenland sites // *Journal of Geophysical Research*. 2003. Vol. 108. № D 24. P. 4792–4809.
- Gow A.J.* Deep core studies of the accumulation and densification of snow at Byrd Station and Little America V, Antarctica // *U.S. Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Research Report* 197, 1968. 45 p.
- Herron M.M., Langway C.C.Jr.* Firn densification: an empirical model // *Journal of Glaciology*. 1980. Vol. 25. № 93. P. 373–385.
- Langway C.C.Jr.* Stratigraphic analysis of a deep ice core from Greenland // *U.S. Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Research Report* 77, 1967. 133 p.
- Martinerie P., Lipenkov V.Ya., Raynaud D., Chappellaz J., Barkov N.I., Lorius C.* Air content paleorecord in the Vostok ice core (Antarctica): A mixed record of climatic and glaciological parameters // *Journal of Geophysical Research*. 1994. Vol. 99. № D5. P. 10565–10576.
- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delague G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Ya., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M.* Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature*. 1999. Vol. 399. № 6735. P. 429–436.
- Ritz C.* Interpretation of the temperature profile measured at Vostok, East Antarctica // *Ann. Glaciol.* 1989. Vol. 12. P. 138–144.
- Robin G. de Q.* Seismic shooting and related investigations. (Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition 1949–1952). Scientific Results // *Glaciology III*. 1958. Vol. 5. 134 p.
- Salamatin A.N., Lipenkov V.Ya., Barnola J.-M., Hori A., Duval P., Hondoh T.* Show-firn densification in polar ice sheets // *Physics of Ice Core Records* (Hondoh, T. eds.). Sapporo, Japan: Hokkaido University Press, 2009a. Vol. 2. P. 195–222.
- Salamatin A.N., Tsyganova E.A., Popov S.V., Lipenkov V.Ya.* Ice flow line modeling in ice core data interpretation: Vostok Station (East Antarctica) // *Physics of Ice Core Records* (Hondoh, T. eds.). Sapporo, Japan: Hokkaido University Press, 2009b. Vol. 2. P. 167–194.
- Salamatin A.N., Murav'yev Y.D., Shiraiwa T., Matsuoka K.* Modelling dynamics of glaciers in volcanic craters // *Journal of Glaciology*. 2000. Vol. 46. № 153. P. 177–187.

K.B. TCHIKHATCHEV, V.Ya. LIPENKOV

ON MODELING THE NON-STATIONARY PROCESS OF SNOW-FIRN DENSIFICATION IN THE POLAR ICE SHEET

By combining the existing models of densification and heat diffusion in the snow-firn sediments, we have constructed a numerical solution to the problem of simulating the non-stationary process of snow-firn densification under changing climate conditions on the polar ice sheets. The numerical experiments have allowed us to investigate the shape and degree of the response of the density profiles at different depths to changes in the ice formation conditions such as temperature, accumulation rate, and surface snow temperature. These experiments have shown that it is theoretically possible to reconstruct past changes in temperature and accumulation based on the shape of the measured density profiles. We also attempted to take into account the stratigraphic heterogeneity of the firn when modeling its densification, and finally we drew up a plan to address this difficult issue.

Keywords: climate change, ice core, ice formation, modeling, densification, snow-firn stratum.

ДИНАМИКА СЕЗОННОГО ПРОТАИВАНИЯ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ В РАЙОНЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ ТИКСИ

канд. физ.-мат. наук П.В. БОГОРОДСКИЙ, д-р физ.-мат. наук А.П. МАКШТАС,
науч. сотр. В.Ю. КУСТОВ, вед. инж. А.С. ГРУБЫЙ, вед. инж. В.В. МОВЧАН

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

Представлены данные пятилетних измерений термического состояния деятельного слоя грунта, начатые осенью 2009 г. на полярной станции Тикси. Описаны особенности термической структуры, проанализированы причины ее возможной эволюции. Экспериментальные данные дополнены оценками многолетней динамики глубины сезонного протаивания, рассчитанными по данным многолетних метеонаблюдений с помощью варианта модели Кудрявцева.

Ключевые слова: вечная мерзлота, деятельный слой грунта, протаивание, термический режим, измерения, моделирование, растительный и снежный покровы.

ВВЕДЕНИЕ

Происходящие в последние десятилетия глобальные изменения климата резко усилили внимание к оценке их геокриологических последствий. В этой связи исключительный интерес представляют данные о динамике термической структуры и мощности сезонно талого слоя (СТС) вечной мерзлоты, определяющих интенсивность геоморфологических процессов и физико-механические свойства грунтов. Получение этих данных является целью глобального мониторинга мерзлоты, проводимого в рамках ряда международных программ (CALM, GEWEX, GAME и др.) на многочисленных геокриологических стационарах, в т.ч. и российских (Анисимов, 2008). Так, из 168 пунктов наблюдений по программе Циркумполярного мониторинга активного слоя (CALM) 49 приходится на территорию РФ. Однако, в силу ряда причин, на большей их части наблюдения в настоящее время не проводятся (<http://www.gwu.edu/~calm/data/north.html>).

Последнее относится и к мониторинговой площадке R8, размещенной в Булунском улусе Республики Саха (Якутия) на территории одной из старейших полярных станций России «Полярка», ныне Гидрометеорологической обсерватории Тикси (ГМО). Измерения на площадке R8 проводились в 1996–1999 гг., причем их данные в настоящее время недоступны (http://www.gwu.edu/~calm/data/webforms/r8_f.html). Несколько лет назад на станции Тикси были размещены 3 установки для измерения термической структуры деятельного слоя грунта, работающие и поныне. В данной работе представлены результаты их измерений. Экспериментальные данные дополнены оценками динамики СТС, рассчитанными по данным продолжительных метеонаблюдений метеостанции «Полярка» с помощью варианта стационарной модели В.А. Кудрявцева.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Территория Булунского улуса относится к так называемой Северо-Сибирской почвенной провинции Евразийской полярной почвенно-биоклиматической области (<http://www.ecosystema.ru/08nature/soil/i13.htm>). Ее прибрежная зона в районе ГМО Тикси ($71^{\circ} 38,1' \text{ с.ш.}$, $128^{\circ} 52,1' \text{ в.д.}$) располагается в субарктической зоне сплошной мерзлоты со средним значением мощности СТС 0,45 м (Анисимов и др., 2012) и представляет собой малоснежные пологие склоны и покрытые осыпями холмы, где почвенный покров практически отсутствует. Наличие реки Лены и ручьев, а также близко расположенной вечной мерзлоты обуславливает заболачивание пониженных участков. Преобладают суглинистые и песчано-гравийные варианты тундровых почв. Растительность представлена в основном мхами, лишайниками, осоками и некоторыми видами злаковых и цветковых растений, отсутствующими лишь на участках выдувания снега и на выходах сильноокеанических пород. Встречаются и мелкие кустарнички, такие, как черника, морошка, вереск и др. На криоболотных участках и территориях со слабым дренажем развита мохово-осоковая растительность. Такое ландшафтное многообразие свидетельствует о возможных существенных вариациях мощности СТС, максимальных в каменной осыпи при отсутствии растительности и минимальных — на заболоченных участках при наличии слоя торфа в почвенном профиле.

Климат Тикси суровый, арктический, средняя температура самого холодного месяца, января — $-30,2^{\circ}\text{C}$ (средний минимум $-33,8^{\circ}\text{C}$, абсолютный минимум $-48,0^{\circ}\text{C}$), самого теплого месяца, августа — $+7,7^{\circ}\text{C}$ (средний максимум $+11,1^{\circ}\text{C}$, абсолютный максимум $+29,8^{\circ}\text{C}$) (<http://www.pogodaiklimat.ru/climate/21824.htm>). Зима наступает в конце сентября и заканчивается в конце мая — начале июня, хотя заморозки и морозы возможны в течение всего года. С ноября по февраль оттепели исключены. Самый холодный месяц по абсолютной минимальной температуре — февраль. Апрель в Тикси имеет самую низкую среднемесячную температуру в России ($-18,3^{\circ}\text{C}$). За последние 75 лет климат характеризовался достаточно резкими колебаниями среднегодовой температуры воздуха со средним значением -13°C , слабо убывающей в 1900–1990 гг. и слабо возрастающей в 1980–2013 гг. квадратичным трендом. Снег выпадает в среднем в течение 163 дней в году с октября по июнь. Средняя высота снежного покрова колеблется от 2 (сентябрь, июнь) до 8 (апрель, май) см, максимальная — от 11 (сентябрь) до 99 (декабрь) см (Иванов и др., 2009; Справочник по климату СССР, 1966).

Прямые измерения температурного поля грунта в ГМО Тикси осуществляются с 2009 г. и выполняются на трех участках. Для них используется термометрическая установка АМТ-5, разработанная ЦКБ НПО «Тайфун», а также две цепочки полупроводниковых термодатчиков, размещенных на одном кабеле (термокосы) GP5W-Shell фирмы GeoPrecision (ФРГ). Датчики температуры установки АМТ-5 обеспечивают измерения температуры в диапазоне $-60... +70^{\circ}\text{C}$ с абсолютной погрешностью не более $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ и разрешающей способностью $\pm 0,01^{\circ}\text{C}$ на 11 горизонтах от 0,05 до 3,2 м. Для надежного теплового контакта с почвой, защиты от агрессивных воздействий почвы и удобства эксплуатации они снабжены специальной насадкой, обеспечивающей постоянную времени в воде не менее 10 мин. Частота опроса датчиков ежечасная, с регистрацией данных измерений на ПК, обеспечивающем удаленный доступ через спутниковый канал связи. Измерения термокос охватывают слой грунта толщиной до 2,4 м с временной дискретностью 1 ч. Накопление информации осуществляется

миниатюрными дата-логгерами, смонтированными на кабеле. Относительный недостаток в точности измерений ($\pm 0,25$ °C в диапазоне от -10 до $+30$ °C) компенсируется высокой чувствительностью датчиков ($0,06$ °C в диапазоне $-55...+125$ °C), а также стабильностью их показаний во времени, исчисляемой годами.

Датчики температуры установки АМТ-5 размещены на заболачиваемом участке с осоковой растительностью. Примерно на таком же ландшафте расположена одна из термокос GP5W-Shell, в то время как другая установлена на глинистом грунте с мохово-лишайниковым покрытием. Таким образом, измерения на площадках дают приблизительное представление о диапазоне условий оттаивания мерзлоты в районе ГМО Тикси. Помимо установок АМТ-5 и GP5W-Shell, важную информацию для понимания закономерностей эволюции мерзлоты дает развернутый на станции комплекс современной аппаратуры, выполняющий измерения в приземном слое атмосферы в рамках международных программ IASOA и BSRN, а также ряды непрерывных метеорологических наблюдений, являющиеся одними из наиболее продолжительных в Российской Арктике.

МОДЕЛЬ, ПАРАМЕТРИЗАЦИИ И ПАРАМЕТРЫ

Наличие длительных рядов метеорологических наблюдений предоставляет возможность оценки межгодовых изменений глубины СТС методами математического моделирования (Мачульская, Лыков, 2009). Для этой цели был реализован вариант стационарной модели GIPL-1 Университета Аляски (США) (Sazonova, Romanovsky, 2003), основанной на известной схеме Кудрявцева для приближенного решения уравнения теплопроводности для слоистого грунта (Кудрявцев и др., 1974). На рис. 1 приведена блок-схема модели, на которой показаны огибающие годовых температурных колебаний, амплитуда которых экспоненциально затухает по мере распространения тепловой волны вглубь и становится пренебрежимо малой на глубине z_0 , а также среднегодовой профиль температуры деятельного слоя грунта (Romanovsky, Marchenko, 2013).

Расчет осуществляется поэтапно, с последовательным учетом влияния снежного покрова, растительности и сдвиги температур за счет различия коэффициентов

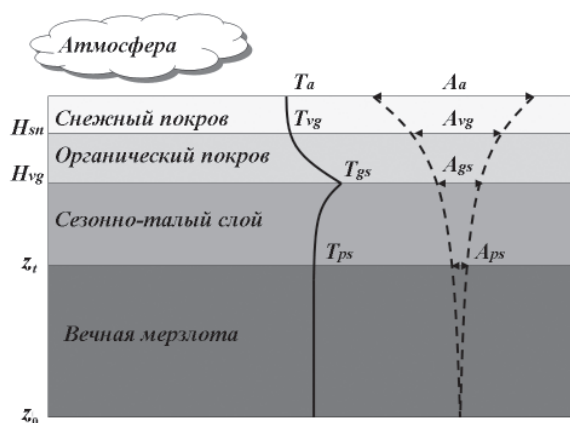


Рис. 1. Схема расположения слоев среды и вертикального распределения в них среднегодовых температур и их амплитуд. Обозначения на рисунке приведены в табл. 1, 2.

теплопроводности талого и мерзлого грунта. Глубина СТС z_t геометрически располагается на пересечении огибающей отметки $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ и определяется из решения алгебраической задачи

$$\begin{aligned} z_t (2A_{ps} C_t + Q) &= 2(A_{gs} - |T_{ps}|) \sqrt{K_t C_t P/\pi} + \\ &+ \frac{(2A_{ps} C_t x + Q z_t) Q \sqrt{K_t P/\pi C_t}}{2A_{ps} C_t x + Q z_t + (2A_{ps} C_t + Q) \sqrt{K_t P/\pi C_t}}, \\ x &= \frac{2(A_{gs} - |T_{ps}|) \sqrt{K_t C_t P/\pi}}{2A_{ps} C_t + Q}. \end{aligned} \quad (1)$$

Соответствующие температуры T , амплитуды A и поправки к ним ΔT и ΔA являются функциями входных параметров и находятся из соотношений, приведенных в работах (Анисимов, 2008; Анисимов и др., 2012; Sazonova, Romanovsky, 2003). Их обозначения приведены в табл. 1 и 2.

Таблица 1

Входные данные модели	
Параметр	Обозначение
Амплитуда годовых колебаний воздуха	A_a
Среднегодовая температура воздуха	T_a
Среднегодовая толщина снега	H_{sn}
Продолжительность холодного периода года	τ_1
Плотность снега	ρ_{sn}
Коэффициент теплопроводности снега	K_{sn}
Высота растительного покрова	H_{vg}
Коэффициент температуропроводности мерзлого растительного покрова	D_{vf}
Коэффициент температуропроводности талого растительного покрова	D_{vt}
Коэффициент теплопроводности мерзлого грунта	K_f
Коэффициент теплопроводности талого грунта	K_t
Объемная теплота фазовых переходов воды	Q
Объемная теплоемкость снега	C_{sn}
Объемная теплоемкость скелета грунта	C_{sk}
Объемная теплоемкость мерзлого грунта	C_t
Объемная теплоемкость талого грунта	C_f

Таблица 2

Выходные данные модели	
Параметр	Обозначение
Поправка T_a на влияние снежного покрова, $^{\circ}\text{C}$	ΔT_{sn}
Поправка A_a на влияние снежного покрова, $^{\circ}\text{C}$	ΔA_{sn}
Поправка T_a на влияние растительности, $^{\circ}\text{C}$	ΔT_v
Поправка A_a на влияние растительности, $^{\circ}\text{C}$	ΔA_v
Сезонная амплитуда температуры на поверхности почвы, $^{\circ}\text{C}$	A_{gs}
Среднегодовая температура на поверхности почвы, $^{\circ}\text{C}$	T_{gs}
Среднегодовая температура на подошве СТС, $^{\circ}\text{C}$	T_{ps}
Амплитуда годовых колебаний температуры на подошве СТС, $^{\circ}\text{C}$	A_{ps}
Глубина СТС, м	Z

Несмотря на ряд упрощений реальных процессов, построенные на основе схемы Кудрявцева модели позволяют учесть тепло- и массообменные свойства напочвенных покровов и потому широко используются для анализа динамики мерзлоты, давая при более чем скромных требованиях к вычислительному ресурсу результаты, вполне сопоставимые по точности как с данными измерений, так и расчетов по современным численным моделям грунта. Расчеты по модели GIPL-1, выполненные в рамках программы ASCIA для Восточной Сибири и Аляски, показали расхождение $\pm 0,2\text{--}0,4$ °C для температуры подошвы СТС и $\pm 0,1\text{--}0,3$ м для его мощности в сравнении как с данными измерений, так и расчетов по одной из наиболее физически полных динамических моделей гидротермического режима грунта (Sazonova, Romanovsky, 2003). Это свидетельствует об известных преимуществах стационарных моделей перед современными численными моделями, применение которых для абсолютного большинства полярных районов из-за отсутствия необходимых для расчета натуральных данных попросту невозможно.

Из всех расчетных параметров из данных метеонаблюдений непосредственно определяются только T_a , A_a , H_{sn} и t_2 . Что касается ландшафтных характеристик, то из-за слабой изученности их нахождение является самостоятельной и достаточно сложной задачей, решение которой на сегодняшний день невозможно без следующих упрощений. Из-за близости теплофизических свойств мха и образующегося в результате его отмирания и разложения торфа в качестве напочвенного рассматривается единый органический покров, объединяющий мохово-лишайниковый и торфяной подслои (Анисимов, 2008; Анисимов, Белолуцкая, 2004). Это позволяет считать грунт двухслойным, состоящим из верхней органической и нижней минеральной части, тепло-массообменные свойства которых полагаются постоянными. Коэффициенты температуропроводности растительного слоя определяются по формуле

$$a_{v, vf} = K_{t,f} / C_{t,f} \quad (2)$$

Для задания долгопериодной изменчивости характеристик растительного покрова использовался подход, описанный в работах (Анисимов, Белолуцкая, 2004; Cornelissen et al., 2001). Согласно работе (Анисимов, Белолуцкая, 2004), увеличение толщины (биомассы) мохово-лишайникового покрова H_v при сохранении видового состава происходит с ростом температуры воздуха лишь до некоторого порогового значения. Превышение этого порога влечет за собой вытеснение мхов и лишайников более высокоорганизованными сосудистыми растениями. При этом прирост органического слоя сменяется его уменьшением как из-за сомкнутости, так и из-за высоты растений. Следуя указанному подходу, увеличению T_a на 1 °C соответствует прирост H_v на 5 см. Однако после достижения H_v величины 20 см каждое последующее повышение температуры на 1 °C влечет за собой аналогичное уменьшение H_v . В нашей интерпретации описанного подхода полагалось, что толщина H_v не может быть менее 5 см, а ее среднее значение (10 см) соответствует среднегодовой температуре воздуха за период наблюдений 1936–2012 гг. (–13 °C). Такой сценарий, несмотря на свою схематичность, все же позволяет описать эволюцию растительности и оценить тем самым ее вклад в терморегуляцию грунта. Следует отметить, что влияние органического слоя на условия снегонакопления, отражательную способность подстилающей поверхности, испарение влаги, величину турбулентного теплообмена почвы с атмосферой при этом не рассматривалось.

Характеристики минерального слоя рассчитывались с использованием справочных данных и известных сведений о фазовом составе арктических грунтов (50–70 %

минеральных частиц, 20–40 % льда, 10–15 % незамерзшей воды и около 5 % воздуха и водяных паров) по полуэмпирическим соотношениям, заимствованным из работ (Анисимов, 2008; СНИП, 1990):

$$K_{t,f} = 1,163 k_{t,f} (10^{-3} \rho_d + 10 w_{tot} - 1,1) - 10 w_{tot}, \quad (3)$$

$$C = \rho_d [c_{sk} + c_w w_{th} + c_i (w_{tot} - w_{th})], \quad (4)$$

$$Q = 10^{-3} L \rho_d (w_{tot} - w_{th}), \quad (5)$$

где $K_{t,f}$ — коэффициент, учитывающий свойства грунта; ρ_d — плотность сухого грунта, кг/м³; w_{tot} — суммарная весовая влажность грунта; c_{sk} , c_w и c_i — удельные теплоемкости минеральных частиц грунта, воды и льда соответственно; w_{th} — количество воды, не замерзшей при данной температуре; L — удельная теплота плавления льда.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Временной ход температуры грунта на различных глубинах по данным измерений в различных пунктах представлен на рис. 2. Обращает на себя внимание разброс глубин СТС, которые в зависимости от ландшафтных характеристик меняются почти в четыре раза — от 0,4 м в криоболотном участке с мохово-осоковой растительностью до 1,5 м в глинистом грунте. Динамику сезонного оттаивания грунта характеризует конфигурация нулевой изотермы, пространство внутри которой соответствует талому грунту, снаружи — мерзлому. Как видно из рисунка, оттаивание почвы начинается в начале мая и достигает максимальной глубины в конце августа — начале сентября. С переходом от процесса сезонного нагревания поверхности к охлаждению потоки тепла, обусловленные градиентом температуры, меняют направление и верхние слои

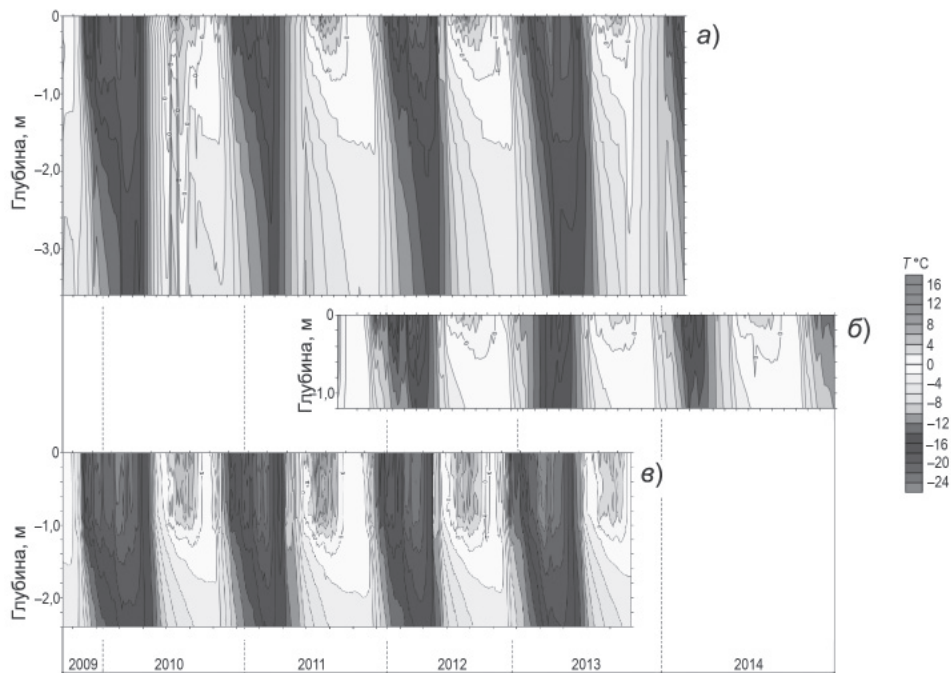


Рис. 2. Ход сезонного изменения температуры верхнего слоя грунта на заболоченном (а, б) и глинистом (в) участках грунта.

грунта начинают охлаждаться, что сначала замедляет процесс протаивания, а затем останавливает его. Естественно, что СТС с момента начала протаивания за счет контакта с вечной мерзлотой постоянно промерзает снизу, в то время как промерзание его сверху начнется с момента наступления отрицательных температур на верхней границе в середине сентября и завершается в конце октября — начале ноября. Таким образом, промерзание СТС характеризуется возникновением двух фазовых границ в результате развития промерзания как сверху, так и снизу. Температура верхнего слоя почвы остается ниже -20°C в течение 100 дней в году с ноября по февраль и превышает $+5^{\circ}\text{C}$ летом. На глубине 3,6 м (нижний горизонт измерений) в период с середины октября до июня температура почвы ниже -20°C , с июля по октябрь она изменяется от -2 до -7°C .

Более подробные данные для сезона 2010/11 г., представленные в виде временного хода температур на фиксированных горизонтах, приведены на рис. 3. Как следует из рисунка, вариации температуры деятельного слоя почвы и их экстремальные значения закономерно уменьшаются с глубиной по мере затухания распространяющихся с поверхности тепловых волн. Изменения профилей температуры в сезон 2011/12 г. приведено на рис. 4. Из рисунка следует, что сезонное протаивание в Тикси в 2011 г.

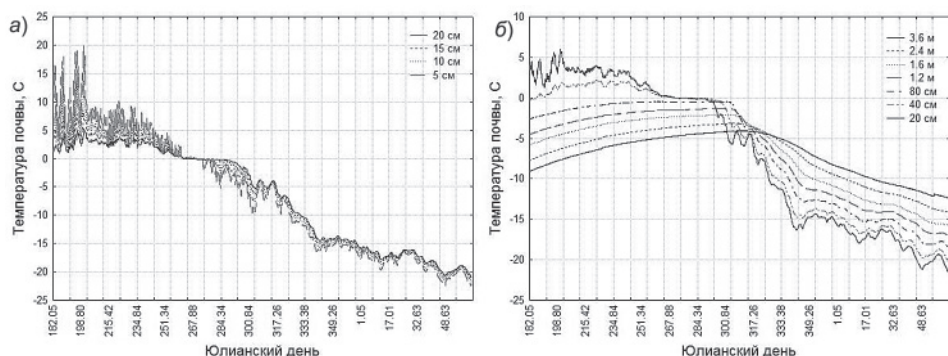


Рис. 3. Изменения температуры и поверхностного 20 см (а) и верхнего трехметрового (б) слоя почвы с июня 2010 по апрель 2011 гг.

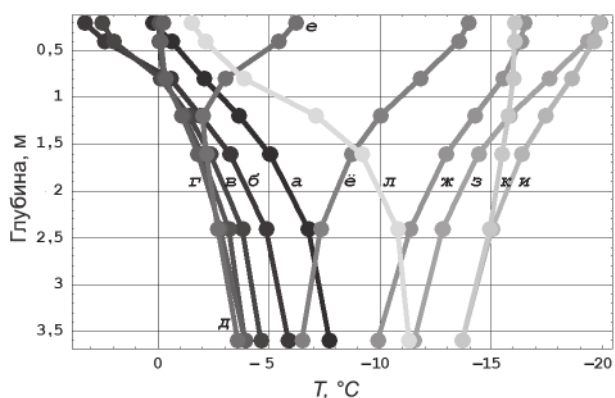


Рис. 4. Профили температуры грунта в июле (а), августе (б), сентябре (в), октябре (г), ноябре (д), декабре (е) 2011 г. и январе (ё), февраля (ж), марта (з), апреля (и), мая (к) и июня (л) 2012 г.

началось в начале мая и, как и в предыдущий период (рис. 3), составило порядка 1 м в конце августа — начале сентября. При этом величины среднегодовых амплитуд температуры поверхности грунта и мерзлоты (A_{vg} и A_{ps} в терминах модели) составили величины, близкие к 12 и 9 °С соответственно. Кроме этого, рисунок показывает, что даже на глубине 3,6 м, в зоне многолетней мерзлоты, сезонные колебания температуры достигали 10 °С. Экстраполируя приведенные данные, можно предположить, что глубина уровня нулевых годовых амплитуд превышает 10 м.

Расчеты по модели (1)–(5) выполнялись для продолжительности холодного периода года и среднегодовой высоты снежного покрова и растительности на станции Тикси, полученных на основе данных стандартных метеорологических наблюдений, выполненных в 1936–2012 гг. и размещенных на сайте http://www.aari.ru/resources/d0024/archive/description_e.html. Расчеты были выполнены для двух типов арктических грунтов, глинистого и песчаного, с одинаковыми значениями $\rho_d = 1400 \text{ кг/м}^3$, $w_{tot} = 25\%$ и $w_i = 10\%$ под мохово-торфяным покровом. При $k_i = 1,5$; $k_f = 1,7$; $c_{sk} = 0,92 \text{ кДж/(кг} \cdot \text{°C)}$ (для песчаного грунта); $k_i = 1,3$; $k_f = 1,4$; $c_{sk} = 0,92 \text{ кДж/(кг} \cdot \text{°C)}$ (для глин и суглинков), $c_w = 4,19 \text{ кДж/(кг} \cdot \text{°C)}$ и $c_i = 2,09 \text{ кДж/(кг} \cdot \text{°C)}$, $L = 335 \text{ кДж/кг}$, из формул (4)–(6) получается $K_i = 2,547 \text{ Вт/(м} \cdot \text{°C)}$; $K_i = 3,2 \text{ Вт/(м} \cdot \text{°C)}$; $C_i = 2,461 \cdot 10^6 \text{ Дж/(м}^3 \cdot \text{°C)}$; $C_f = 2,02 \cdot 10^6 \text{ Дж/(м}^3 \cdot \text{°C)}$ (для песчаного грунта) и $K_i = 1,733 \text{ Вт/(м} \cdot \text{°C)}$; $K_i = 2,059 \text{ Вт/(м} \cdot \text{°C)}$; $C_i = 2,775 \cdot 10^6 \text{ Дж/(м}^3 \cdot \text{°C)}$; $C_f = 2,314 \cdot 10^6 \text{ Дж/(м}^3 \cdot \text{°C)}$ (для глин и суглинков), а также $Q = 70,35 \text{ кДж/м}^3$ (для обоих видов грунтов). Для органического слоя $\rho_d = 400 \text{ кг/м}^3$, $w_{tot} =$

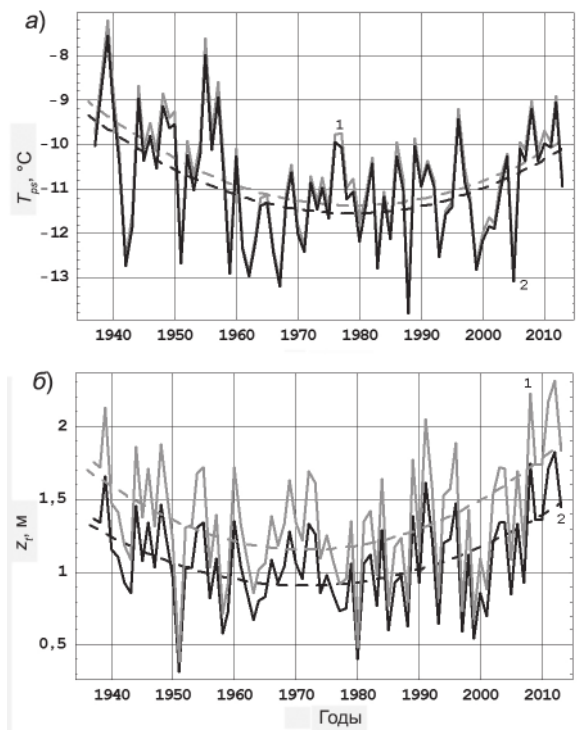


Рис. 5. Смоделированный временной ход среднегодовой температуры подошвы (а) и мощности СТС (б) и их квадратичные тренды для песчано-гравийного (1) и глинистого (2) грунта на станции Тикси в 1936–2012 гг.

25 %, при которых $K_t = 0,93 \text{ Вт/(м} \cdot \text{°C)}$; $K_t = 1,39 \text{ Вт/(м} \cdot \text{°C)}$; $C_t = 3,78 \cdot 10^6 \text{ Дж/(м}^3 \cdot \text{°C)}$; $C_f = 2,73 \cdot 10^6 \text{ Дж/(м}^3 \cdot \text{°C)}$ из формулы (3) следует $a_{\text{вг}} = 50,9 \cdot 10^{-8} \text{ м}^2/\text{с}$; $a_{\text{гг}} = 24,6 \cdot 10^{-8} \text{ м}^2/\text{с}$.

Динамика среднегодовой температуры подошвы и мощности СТС для двух типов грунта и их трендов изображена на рис. 5.

Как следует из рис. 5, величины T_{ps} для песчаных грунтов оказались выше на $0,5 \text{ °C}$, а величина слоя протаивания больше на $0,5 \text{ м}$, чем для глинистых. Кроме этого можно отметить, что период 1930–1960-х гг. характеризовался, по данным моделирования, постепенным понижением мощности СТС (до $1,2 \text{ м}$ для песчаного грунта и $0,9 \text{ м}$ для глинистого), которое сменилось позднее ее ростом, сохраняющимся до настоящего времени (до $1,7 \text{ м}$ для песчаного грунта и $1,4 \text{ м}$ для глинистого). Как и следовало ожидать, величина z_t для песчаных грунтов оказалась в целом выше, чем для глинистых. При этом полученные величины глубины оттаивания, с учетом упрощенного задания вариаций свойств растительного покрова, оказались достаточно близкими к измеренным в 2010–2013 гг. (рис. 2). При этом следует отметить, что исследования, проведенные в различных регионах Якутии (Заболотник, Заболотник, 2010), показали, что в одном и том же районе глубина сезонного оттаивания заторфованных грунтов и грунтов под мохово-торфяными покровами всегда меньше, чем суглинков. Супеси, как правило, оттаивают на большую глубину, чем суглинки, но на меньшую, чем пески. Мощность СТС в гравийно-галечных и щебнистых грунтах, а также горных породах всегда больше, чем в песчаных.

Представляет интерес сравнение полученных нами данных с результатами расчетов для Тикси по аналогичной модели за период 2000–2009 гг., использующей в качестве атмосферного форсинга результаты моделей общей циркуляции атмосферы (МОЦА) и близкие теплофизические параметры грунта (Sazonova, Romanovsky, 2003). При качественном совпадении характера кривых и тенденций к росту глубины оттаивания и температуры поверхности мерзлоты, расчеты по модели с использованием МОЦА превышают эти показатели для периода 2009–2014 гг. примерно на 1 м и $2\text{--}3 \text{ °C}$.

Разброс оценок может быть объяснен наличием обратных связей в системе «пограничный слой атмосферы – снежный и растительный покров – деятельный слой грунта – вечная мерзлота» (Анисимов, 2008; Анисимов и др., 2012). Растительность, находясь между атмосферой и литосферой, значительно влияет на теплообмен между ними и, в конечном счете, на температурный режим грунта. Ее развитие, обусловленное потеплением, увеличением осадков и ростом концентрации углекислого газа, может оказать изолирующее воздействие на почву, препятствуя росту температуры ее поверхности и компенсируя тем самым воздействие потепления. Такой механизм подтверждается наблюдениями реакции мерзлоты на изменения температуры воздуха даже в регионах с заметным потеплением. Так, исследования, выполненные Институтом мерзловедения СО РАН, показали, что, несмотря на значительное повышение средней температуры воздуха с 90-х гг. прошлого века, за последние годы глубина сезонного протаивания в Центральной Якутии не только оставалась достаточно стабильной, но и в ряде случаев даже уменьшалась (Герасимов, 2006).

Отметим также, что согласно Справочнику по климату СССР (1966) почва на станции Тикси характеризуется как «каменистая с суглинком, растительность отсутствует». Однако ее состояние в настоящее время характеризуется хорошо развитым растительным покровом (Мачульская, Лыкозов, 2009). Вместе с тем рост потепления влечет за собой изменения видового состава растительного покрова, сопрово-

ждаемого увеличением теплопроводности за счет развития сосудистых растений, теплофизические свойства которых, в условиях меняющегося климата, также могут существенно меняться от года к году (Анисимов, 2008; Анисимов и др., 2012). Таким образом, из-за неоднозначной реакции растительности на климатические изменения, интерпретировать ее эволюцию в качестве механизма отрицательной обратной связи было бы преждевременно, тем более что долговременное потепление климата в Арктике, по-видимому, будет происходить в первую очередь за счет повышения зимних температур (Анисимов, 2008, 2012).

Помимо этого, как показывают данные измерений (рис. 2), глубина сезонного протаивания может обладать значительной пространственной изменчивостью, обусловленной вариативностью теплофизических свойств грунтов и напочвенных покровов, начиная с расстояний порядка единиц метров. Теоретически может оказаться, что рассчитанные величины z_i , представленные единственным значением, могут вообще отсутствовать в пределах выбранного пункта. Это следует из детерминистического характера используемой модели, изначально разработанной для точечных расчетов, противоречащего стохастической природе процессов, формирующих сезонное протаивание мерзлоты. Очевидно, что такие расчеты оправданы лишь при использовании средних значений параметров грунтов при условии пренебрежения их естественной изменчивостью. Поэтому в пределах любой площадки глубина СТС является, в известном смысле, случайной величиной, обладающей функцией распределения, что невозможно учесть в принципе в рамках используемого детерминистического метода (Анисимов, 2009).

ВЫВОДЫ

1. Сравнение данных наблюдений, полученных за последние 4 года, с данными, известными из литературных источников, свидетельствует об относительной стабильности толщины активного слоя.

2. Результаты модельных расчетов показывают рост глубины протаивания начиная с 80-х гг. прошлого столетия. Однако, из-за неопределенности однозначной реакции растительности на климатические изменения, выводы о быстрой деградации мерзлоты в настоящее время представляются преждевременными.

3. Представленные в настоящей работе результаты дают лишь общее представление о процессах формирования (деградации) вечной мерзлоты и являются стимулом для продолжения и расширения начатых исследований, особенно в плане изучения межгодовой эволюции тепло- и массообменных свойств грунтов и органических покровов.

Исследования выполнены в рамках темы ЦНТП Росгидромета 1.5.3.2, при поддержке гранта РФФИ 14-05-00677А и программы «Углерод в вечной мерзлоте» (CARBOPERM) Российско-германской лаборатории им. О.Ю. Шмидта

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимов О.А. Вечная мерзлота в условиях современного и будущего климата: результаты вероятностно-статистического моделирования // Криосфера Земли. 2009. № 1 (78). С. 7–16.
- Анисимов О.А. Современные и будущие изменения вечной мерзлоты: синтез наблюдений и моделирования // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1 (78). С. 7–16.

Анисимов О.А., Анохин Ю.А., Лавров С.А. и др. Континентальная многолетняя мерзлота // Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем / Под ред. С.М. Семенова. М.: Росгидромет, 2012. С. 301–359.

Анисимов О.А., Белоуцкая М.А. Моделирование воздействия антропогенного потепления на вечную мерзлоту: учет влияния растительности // Метеорология и гидрология. 2004. № 11. С. 73–82.

Герасимов Е.Ю. Межгодовая изменчивость мощности сезонноталого слоя // «Спаская падь»: комплексные исследования мерзлотных ландшафтов. Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения СО РАН, 2006. С. 100–103.

Заболотник С.И., Заболотник П.С. Сезонное протаивание и промерзание грунтов в Южной Якутии // Наука и техника в Якутии. 2010. № 2 (19). С. 14–18.

Иванов Н.Е., Макитас А.П., Шутилин С.В., Гунн Р.М. Многолетняя изменчивость характеристик климата района Гидрометеорологической обсерватории Тикси // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 1 (81). С. 24–41.

Кудрявцев В.А., Гарагуля Л.С., Кондратьева К.А., Меламед В.Г. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. М.: Наука, 1974. 431 с.

Мачульская Е.Е., Лыкоsov В.Н. Математическое моделирование процессов взаимодействия атмосферы и криолитозоны // Изв. РАН, сер. ФАО. 2009. Т. 45. № 6. С. 736–753.

Почвенно-географическое районирование СССР. URL: <http://www.ecosystema.ru/08nature/soil/i13.htm> [дата обращения 12.11.2015].

Справочник по климату СССР. Ч. II: Температура воздуха и почвы. Вып. 24. Якутская АССР. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 398 с.

СНиП 2.02.04-88 «Основания и фундаменты на многолетнемерзлых грунтах». М.: Стройиздат, 1990. 53 с.

Cornelissen J.H.C., Callaghan T.V., Alatalo J.M. et al. Global change and arctic ecosystems: is lichen decline a function of increases in vascular plant biomass? // J. Ecology. 2001. Vol. 89. P. 984–994.

Sazonova T.S., Romanovsky V.E. A model for regional-scale estimation of temporal and spatial variability of active-layer thickness and mean annual ground temperatures // Permafrost and Periglacial Processes. 2003. № 2. P. 125–140.

Romanovsky V.E., Marchenko S. The GIPL permafrost dynamic model, 2013. URL: <http://www.snap.uaf.edu/attachments/The%20GIPL-1%20Model-final.pdf> [дата обращения 12.11.2015]

P.V. BOGORODSKY, A.P. MAKSHITAS, V.Yu. KUSTOV, A.S. GRUBY, V.V. MOVCHAN

THE DYNAMICS OF SEASONAL PERMAFROST THAWING NEAR TIKSI HYDROMETEOROLOGICAL OBSERVATORY

The data of five years measurements of the active soil layer, started in autumn 2009 at the polar station Tiksi are presented. The features of thermal structure are described and causes of its possible evolution are analyzed. The experimental data are supplemented with estimates of long-term dynamics of the depth of seasonal thawing, calculated on the basis of long-term meteorological observations using a variant of the Kudryavtsev's model.

Keywords: permafrost, active soil layer, thermal regime, measurements, modeling, vegetation, snow cover.

О РЕАЛИЗАЦИИ ПРОЕКТА «ДЕЙСТВИЯ ПО АДАПТАЦИИ К МЕНЯЮЩЕЙСЯ АРКТИКЕ» ДЛЯ РАЙОНА МОРЕЙ БЕРИНГОВА, ЧУКОТСКОГО И БОФОРТА

канд. физ.-мат. наук А.В. КЛЕПИКОВ¹, канд. геогр. наук М.Д. АНАНИЧЕВА²,
мл. научн. сотр. Е.В. АНТОНОВ²

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

² — Институт географии РАН, г. Москва, e-mail: antonovmtg@gmail.com

Представлена информация о проекте Арктического совета Adaptation Actions for a Changing Arctic («Действия по адаптации к меняющейся Арктике» — ДАМА) и о его реализации для района морей Берингова, Чукотского и Бофорта, куда входят и прилежащие области суши, в том числе полуостров Чукотка. Кратко представлены первые результаты исследования ледников данного региона, а также результаты изучения социально-экономической ситуации в Чукотском автономном округе.

Ключевые слова: Арктика, Арктический совет, демография, инфраструктура, климат, ледники, осадки, температура, Чукотка, Чукотский автономный округ, экономика.

Рабочая группа Арктического совета «Программа арктического мониторинга и оценки» — АМАП (Arctic monitoring and assessment programme — АМАР) регулярно выпускает оценочные доклады, предметом исследования которых являются, в частности, проблемы изменения климата Арктики и оценка влияния климатических изменений на население северных территорий. Климатические оценочные доклады прошлых лет позволили заполнить наиболее важные пробелы в знаниях о воздействиях глобальных, региональных и локальных изменений климата в Арктике и Субарктике и предоставили информационную основу для разработки управленческих решений по приспособлению региональной хозяйственной деятельности к изменениям климата.

В отчете по проекту «Снег, вода, лед и вечная мерзлота в Арктике» (Snow, Water, Ice, and Permafrost in the Arctic — SWIPA), вышедшем в 2012 г., дана оценка состояния криосферы Арктики и Субарктики, включая ледяной щит Гренландии, горные ледники и ледовые шапки, морской и пресноводный лед, вечную мерзлоту и снежный покров на фоне климатических изменений в первом десятилетии XXI века (Цатуров, Клепиков, 2012; Callaghan et al., 2011; Key et al., 2011; Olsen et al., 2011).

Обычные оценки климата, окружающей среды и социально-экономических проблем в Арктике в основном сосредоточены на учете отдельных факторов и процессов, таких как климат, ацидификация водной среды, наличие стойких органических загрязнителей, здоровье населения, разведка и разработка месторождений нефти и газа и т.п. Имеется недостаток понимания того, как эти факторы могут взаимодействовать. В связи с этим Арктический совет инициировал новый оценочный доклад

Adaptation Actions for a Changing Arctic («Действия по адаптации к меняющейся Арктике» — ДАМА), который должен быть готов весной 2017 г. Главная задача в рамках этого проекта — детально рассмотреть три района (район Баренцева моря, район Берингова, Бофорта и Чукотского морей и район пролива Дейвиса и Баффина залива), которые послужат в качестве пилотных областей по детальной оценке воздействия климатических изменений, включая влияние на экосистемы, здоровье человека, коренные народы, экономику и социальную сферу. Все три региона охватывают как морские, так и наземные области, прогнозные оценки должны быть даны на 2030 и 2080 гг. на основе новых сценарных расчетов по климатическим моделям, в том числе региональным климатическим моделям. Параллельно с работой над оценочными докладами для трех районов будет проводиться работа над созданием сводного (циркумполярного) доклада. Он должен быть готов через полгода после завершения региональных докладов.

Этот оценочный доклад является необычным. Предыдущие доклады АМАП касались вопросов воздействия изменения климата и загрязнений на Арктику. В этом проекте большое внимание уделяется и изменениям в социально-экономической сфере, причем для трех пилотных районов. Другое новшество состоит в том, что подготовка данного доклада базируется не только на опубликованных работах, но и на новых исследованиях — для того чтобы учесть самые последние изменения. Ниже представлены примеры результатов новых исследований — один по естественной среде Чукотки, другой по изучению социально-экономической ситуации в Чукотском автономном округе, который целиком входит в проект ДАМА для региона морей Берингова, Чукотского и Бофорта.

Одной из задач проекта ДАМА является оценка современного состояния оледенения Чукотского и Колымского нагорий на основе анализа спутниковых снимков высокого разрешения и их сравнения с архивными данными по площадям ледников на фоне климатических показателей, таких как тренды температуры и осадков за последние 50 лет.

В 1965–1982 гг. был опубликован Каталог ледников СССР (69 томов), который был составлен по данным о ледниках на 1940–1970-е гг. (Каталог ледников, 1965/1982). Это время характеризуется относительной стабильностью в динамике ледников СССР, климат в этот период в арктических широтах отличался сравнительно медленным потеплением между двумя периодами интенсивного потепления в 1916–1945 и 1976–2000 гг. (Котляков и др., 2011). В данной работе обобщены и систематизированы сведения магаданского исследователя Р.В. Седова практически по всем ледникам Чукотского и Колымского нагорий, которые не вошли в Каталог ледников СССР (Седов, 1988, 1995, 1995, 1996, 1997, 2001).

Ледники Колымского нагорья состоят из двух групп: пять располагаются на восточном склоне Колымского нагорья, высота границы питания (H_{ELA}) от 700 до 1500 м, и 14 каровых ледников расположены в северной части п-ва Тайгонос H_{ELA} от 700 до 1000 м. *Ледники Чукотского нагорья*, по данным Р.В. Седова, представлены пятью группами. Первая группа — на хр. Тенианый в заливе Лаврентия, H_{ELA} — 500 м. Вторая группа находится в Провиденском горном массиве, H_{ELA} — от 400 до 550 м. Третья группа — в заливе Креста на хр. Искатень, H_{ELA} с 500 до 1000 м. Четвертая группа на хр. Пекульней, H_{ELA} составляла 740 м. Пятая группа — на Чанталском хребте в бассейне р. Амгуэмы со средней H_{ELA} — 1400 м.

Основные климатические параметры для района исследований были рассчитаны для двух периодов — 1961–1990 и 1991–2012 гг. по имеющимся данным метеостанций. Первый период соответствует состоянию ледников, оцененному Р.В. Седовым в его работах. Второй приходится уже на последние 25 лет, характеризующиеся изменениями климатических характеристик (табл. 1). Разница средних температур для различных станций dT_{year} и dT_{sum} между этими промежутками времени положительная, обе температуры выросли, средняя годовая — в большем диапазоне значений: dT_{year} — от 0,3 до 3,2 для всех станций, средняя летняя — в меньшем: dT_{sum} — от 0,3 до 1,2°C. Разница в осадках всюду отрицательная, то есть как годовые (P_{year}), так и осадки холодного периода (в основном твердые осадки) (P_{solid}) уменьшились в результате потепления климата на Чукотке. Холодный период — январь–май, октябрь–декабрь. Диапазон изменений для различных метеостанций: dP_{year} и dP_{solid} — от –5 до –290 мм и от –8 до –200 мм соответственно. Наибольшая разница приходится на метеостанцию Бухта Провидения, находящуюся на побережье.

Помимо разницы за определенные периоды, мы оценили тенденции изменения климата по трендам параметров, важных для баланса ледников, — температуры (T_{year} и T_{sum}) и осадков (P_{year} и P_{solid}) (рис. 1). Тренды T_{year} и T_{sum} для всего полуострова Чукотка за последние 45 лет (1966–2012 гг.) положительные и изменяются от 1 до 2 °C/45 лет от побережья в глубину полуострова. Рост температур сказался на увеличении таяния за счет интенсификации абляции и удлинения периода с положительными температурами.

Таблица 1

Данные по ледникам Чукотского и Колымского нагорий по спутниковым снимкам и Каталогу ледников СССР

Название ледниковой системы	Кол-во ледников по каталогу	Кол-во ледников по снимкам	Площадь ледников по каталогу, км ²	Площадь ледников по снимкам, км ²
Хребет Искатень	21	27	8,65	3,68
Хребет Пекульней	4	5	1,2	0,08
Ледники в районе бухты Провидения	14	16	1,17	2,3
Ледники в районе бухты Лаврентия	3	6	0,3	1,6
Колымское нагорье	19	19	3,61	2,41
ВСЕГО	60	73	13,81	11,19
Название ледниковой системы	Доля оставшейся площади, %	Площадь, занятая ледниками к 2012, км ²	Высота границы питания, каталог, м	Высота границы питания, снимки, м
Хребет Искатень	42,5	3,68	760	700
Хребет Пекульней	6,7	1,2	740	1150
Ледники в районе бухты Провидения	50,8	2,3	520	645
Ледники в районе бухты Лаврентия	—	1,6	—	510
Колымское нагорье	66,7	2,41	900	915

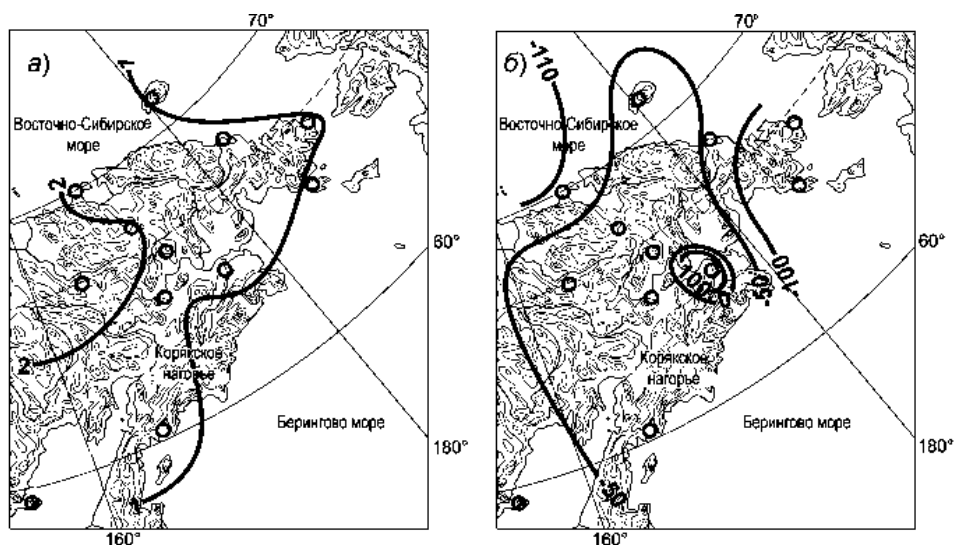


Рис. 1. Тренды средней летней температуры ($^{\circ}\text{C}$) (а) и осадков холодного периода (мм) (б), рассчитанные по данным метеостанций на территории Чукотки за 45 лет с 1966 по 2012 г.

Тренды осадков P_{year} и P_{solid} сходны в том, что оба отрицательны в прибрежных регионах и положительны на континенте между заливом Креста и Анадырским лиманом. Но по абсолютным величинам несколько отличаются: P_{year} от -100 (большая часть п-ва Чукотка) до $+100$ мм/45 лет, P_{solid} от -110 до $+100$ мм/45 лет, при этом большая часть Чукотки характеризуется трендом -50 мм/45 лет.

Таким образом, климатические процессы, происходящие на территории Чукотки, не способствуют развитию и распространению оледенения. Со времени оценки состояния ледников Чукотского и Колымского нагорий — конец 1980-х гг. — прошло более 25 лет, которые, судя по выше приведенным данным, стали временем потепления в регионе. Для определения параметров современного состояния ледников были использованы покрывающие территорию распространения ледников снимки высокого разрешения на август 2012 г., любезно предоставленные программой АМАП, а также снимки *LandSat-7* за этот же период, находящиеся в открытом доступе. Снимки не содержали облачности, сделаны при ясной погоде, затененность снимков незначительная.

Нам удалось обнаружить и дешифрировать на снимках 2012 г. 27 ледников в районе хребта Искатень, залив Креста, 16 — в Провиденском массиве, 6 — в районе бухты Лаврентия, 5 — на хребте Пекульней и 19 — в Колымском нагорье. В целом тенденция очевидна — ледники уменьшились в размерах по сравнению с оценками конца 1980-х гг. (см. табл. 1). Особенно пострадали небольшие ледники хребта Пекульней: осталось не более 7 % площади, указанной Р.В. Седовым. Остальные ледниковые системы сократились гораздо меньше, доля оставшейся площади от 66 % (Колымское нагорье) до ~ 40 % (хребет Искатень). Это согласуется с оценками, сделанными для находящегося южнее Мейныпильгинского хребта за этот же период (Ананичева и др., 2012).

Высота границы питания (H_{ELA}) также в основном возросла (сдвинулась вверх): от более чем на 300 м (хребет Пекульней) до 15 м (Колымское нагорье). Для ледни-

ков хребта Пекульней H_{ELA} находится близко к черте высот горного обрамления, что логично, учитывая драматическое сокращение площади. В Колымском нагорье, где оледенение максимально сохранилась, по сравнению с системами Чукотского нагорья сдвиг H_{ELA} минимален.

Таким образом, анализ снимков высокого разрешения и снимков *LandSat-7* позволил обнаружить 73 ледника на пяти ледниковых системах Чукотского нагорья и на Колымское нагорье и сравнить их параметры с зафиксированными по данным 1990-х гг.

Судя по величинам площади ледников для рассматриваемого периода, ледниковые системы находятся в разной степени соответствия с текущим климатом. При неизменном климате, если баланс массы положителен, оледенение будет расти, если отрицателен — убывать. Изменения знака баланса массы ледников происходят при климатических сдвигах. При некоторых условиях оледенение может «поспевать» за изменениями климата и сохранять нулевой баланс массы, т.е. быть в равновесии с климатом. В базисный период среди рассматриваемых ледниковых систем только оледенение бассейна р. Амгуэмы приближалось к такому состоянию. Остальные системы уже были в состоянии реакции на сдвиг климата в сторону потепления.

Мониторинг малых ледников представляется актуальной задачей, поскольку такие ледники являются индикаторами регионального изменения климата, важны как источники питания рек, а значит, занимают значительное место в режиме горных экосистем и имеют значение для местного населения и его жизнедеятельности.

Чукотский автономный округ (ЧАО) за годы, прошедшие с момента распада СССР, испытал масштабные социально-экономические трансформации. Исходя из их характера условно можно выделить несколько ключевых периодов, характеризующихся своеобразными трендами экономического и демографического развития региона (рис. 2).

Разрушение советской плановой экономики катастрофическим образом повлияло на хозяйство и население ЧАО. Крупнейшие предприятия, в основном занимавшиеся добычей стратегического минерального сырья (олова и вольфрама) и драгоценных металлов, оказались неспособными адаптироваться к рыночным механизмам и

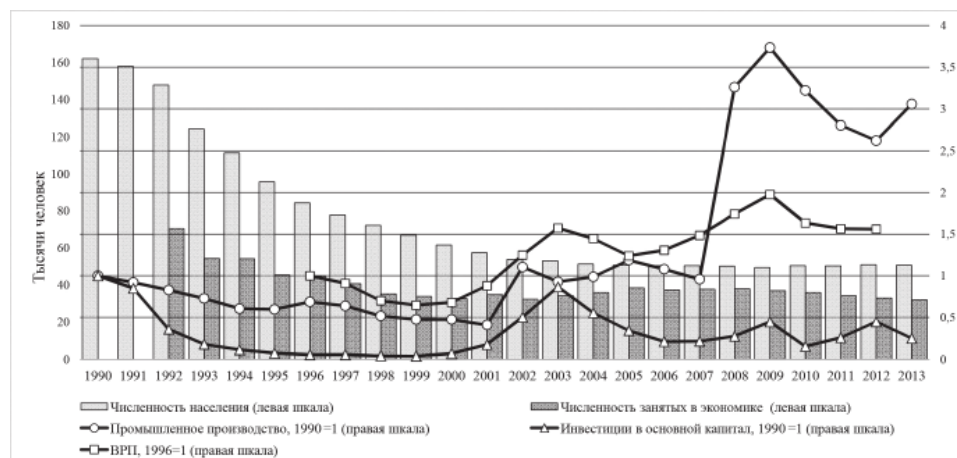


Рис. 2. Экономическое и демографическое развитие ЧАО в 1990–2013 гг. по данным (Регионы России..., 2014).

международному рынку без масштабной государственной поддержки. В результате была ликвидирована практически вся горнорудная промышленность региона, что вызвало сильнейший миграционный отток населения. К 2000 г. население региона сократилось почти в три раза, промышленное производство — более чем в два раза, а практически прекратившаяся инвестиционная деятельность не позволяла надеяться на изменение ситуации в будущем.

Инерционная фаза коллапса и сжатия экономики региона сменилась периодом относительной стабилизации и экономического роста, совпавшим по времени с началом деятельности в регионе нового губернатора — Р.А. Абрамовича и аффилированных с ним бизнес-структур. Рост мировых цен на золото, политика по привлечению инвесторов в регион привели к реализации масштабных проектов по добыче золота из коренных месторождений (первое из них — мест. Валунистое). Всего за два года (2001–2003 гг.) инвестиции в основной капитал и промышленное производство достигли советского уровня (а душевые значения, соответственно, значительно превысили их), миграционный отток населения значительно снизился. Таким образом, в т.н. «период Абрамовича», продлившийся до 2008 г. до ухода бизнесмена с поста главы региона, благодаря сочетанию объективных (ситуации на мировых сырьевых рынках) и субъективных факторов (политики руководства региона), ЧАО удалось адаптироваться к новым экономическим условиям и переломить негативную динамику своего социально-экономического развития.

Новейший этап в развитии региона связан с реализацией на Чукотке крупнейших проектов золоторудной промышленности в стране — запуском в эксплуатацию коренных месторождений Купол, Майское, Двойное, которые практически позволили достичь пиковых уровней добычи драгоценного металла советского времени. Например, в 2014 г. добыто 32 т, или 90 % от максимума в 1970 г., — рассчитано авторами по данным (Волков и др., 2006; Очерки..., 1974)). Впервые за двадцать лет в 2011 и в 2014 гг. был зафиксирован чистый миграционный приток населения в регион, связанный с возросшей потребностью в рабочей силе для новых предприятий.

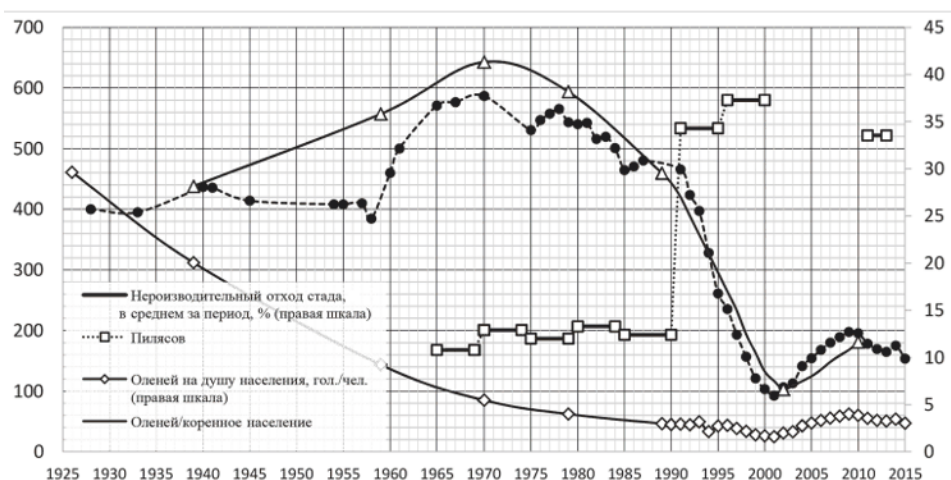


Рис. 3. Оленеводство в Чукотском автономном округе в 1926–2014 гг. по данным (Вдовин, 1965; Очерки..., 1974; Gray, 2000; Пилиасов, 2003; ФСГС РФ, 2015).

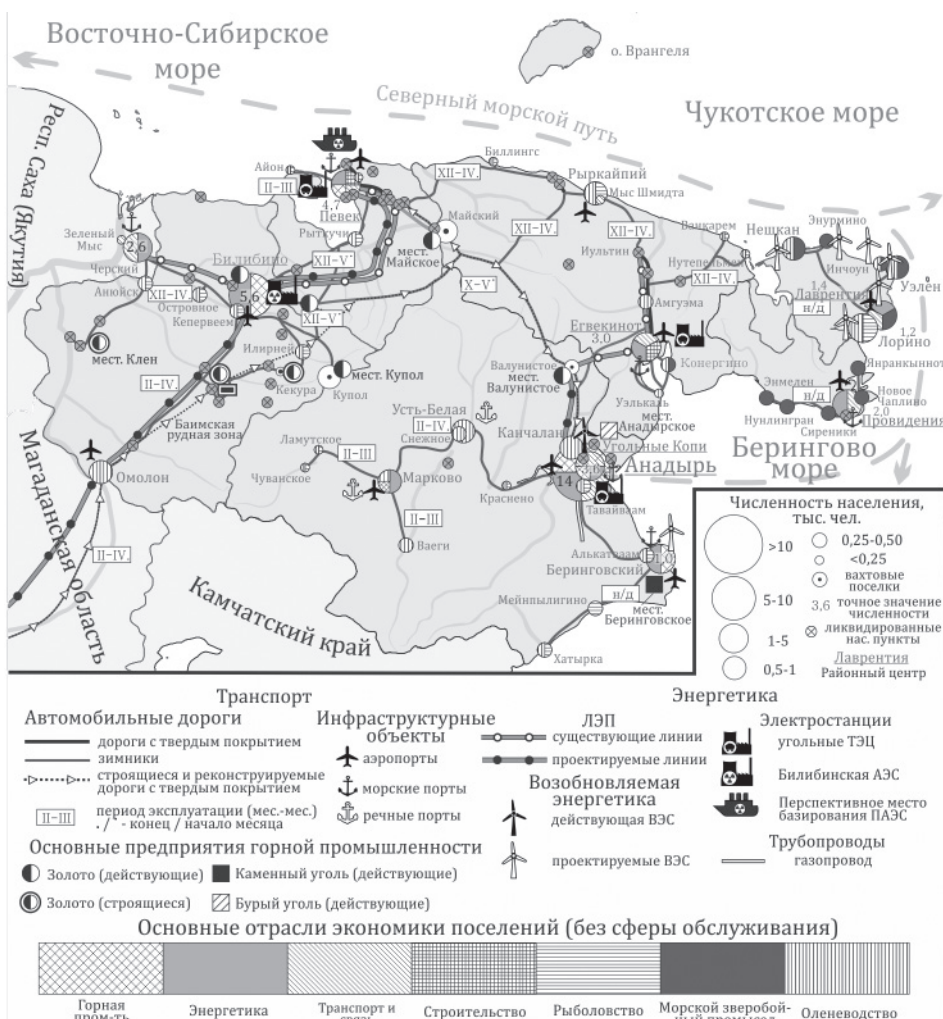


Рис. 4. Прогнозируемая численность населения Чукотского автономного округа до 2030 г. по данным (ФСГС РФ, 2015).

Возрождение экономической базы региона позволяет рассчитывать на возможность «инновационного» сценария развития региона в будущем. Под этим подразумевается развитие в регионе собственных обрабатывающих производств, основанных на местных источниках сырья (природного газа, нефти, оленеводческой и рыболовной отраслей). Однако на текущий момент практически все отрасли обрабатывающей промышленности в регионе находятся в угнетенном состоянии.

Ключевой сектор традиционного природопользования региона — оленеводство, — несмотря на некоторые позитивные сдвиги в середине 2000-х гг., все еще находится в упадочном положении (рис. 3). Текущие государственные субсидии оленеводческой отрасли в несколько раз превосходят объем реализуемой продукции, плохая ситуация с кадровым, ветеринарным, материально-техническим обеспечением не позволяет добиться высоких качественных показателей работы предприятий (непроизводительный отход стада в три раза превышает средний для советского времени

уровень). Фактически современное оленеводство Чукотки является нетоварным и выполняет скорее социальную функцию, несмотря на значительные перспективы производства ценных пищевых, фармацевтических и прочих продуктов отрасли.

В экономическом и демографическом отношении, при сохранении существующих трендов, ситуация в ЧАО будет развиваться разнонаправленно. Постарение населения, завершение демографического перехода у коренного населения в перспективе приведут к сокращению численности населения более чем на 10 тыс. человек (сокращение более 23 %) к 2030 г. (рис. 4).

В то же время новые инвестиционные проекты в промышленности, по развитию региональной транспортной и энергетической инфраструктуры (рис. 5) приведут к сохранению или некоторому увеличению спроса на рабочую силу (Кулик, 2012).

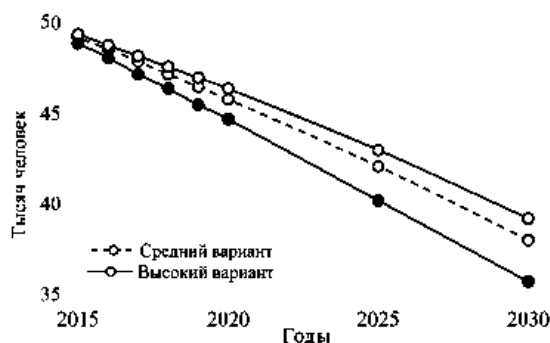


Рис. 5. Экономическое и инфраструктурное развитие Чукотского автономного округа по данным (База данных..., 2015; Волков и др., 2006; Всероссийская перепись..., 2010; Информационно-аналитический центр..., 2015; Литвиненко, 2013; Схема..., 2008; Схемы..., 2015).

Наиболее масштабные и амбициозные инвестиционные проекты в округе на данный момент реализуются и запланированы в его западной части (Билибинский и Чаунский районы). Ведется разведка и строительство золотодобывающих предприятий на месторождениях Клен, Песчанка, Кекура, в 2014 г. начато строительство автомобильной дороги из Магаданской области до г. Билибино, которая в перспективе должна будет дойти до регионального центра. В комплексной программе освоения Баимской рудной зоны (одного из крупнейших месторождения меди и золота в РФ), реализация которой вероятна не ранее чем через десятилетие, предусмотрено строительство ЛЭП от Колымской и Усть-Среднеканской ГЭС в Магаданской области. Масштабность новых инвестиционных проектов и необходимость в модернизации существующих объектов энергетики и транспорта потребуют вложения огромных финансовых средств, и даже с учетом относительно благополучного финансового положения округа и основных недропользователей модернизация займет не одно десятилетие.

Окружающая среда Арктики и ее изменения в значительной степени влияют на устойчивое развитие северных территорий. Особенности окружающей среды Арктики являются естественным фактором, часто усиливающим негативные стороны экологических и социальных изменений. Ее собственные изменения могут иметь серьезные последствия, в том числе геополитические и социально-экономические, поэтому требуют пристального внимания.

В качестве одной из задач реагирования на климатические изменения при рациональном природопользовании в Арктике необходимо поддерживать исследования,

связанные с возможными последствиями климатических изменений в Арктике для социально-экономического комплекса, по проблемам воздействия климатических изменений и адаптации к ним, включая развернутые исследования проблем устойчивого развития. Проект АМАП/Арктического совета «Действия по адаптации к меняющейся Арктике», результатом которого станет соответствующий оценочный доклад, является одним из шагов по решению проблемы адаптации в Арктике.

Данная работа выполняется по проекту Арктического совета «Действия по адаптации к меняющейся Арктике». Авторы благодарят программу АМАП за предоставление спутниковых снимков высокого разрешения. А.В. Клепиков получил поддержку в рамках темы 1.5.5.4 Плана НИОКР Росгидромета на 2014–2016 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ананичева М.Д., Капустин Г.А., Михайлов А.Ю. Ледники Мейныпильгынского хребта: современное состояние и прогноз эволюции ледниковых систем // Лед и снег. 2012. № 2 (118). С. 40–50.
- База данных показателей муниципальных образований Федеральной службы государственной статистики. 2015. URL: <http://www.gks.ru/dbscripts/munst/> [дата обращения 1.11.2015]
- Вдовин И.С. Очерки истории и этнографии чукчей, М.; Л.: Наука, 1965. 404 с.
- Волков А.В., Гончаров В.И., Сидоров А.А. Месторождения золота и серебра Чукотки. М.: ИГЕМ РАН; Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2006. 221 с.
- Всероссийская перепись населения 2010 года (электронная база микроданных переписи населения 2010 года). 2010. URL: <http://std.gmcrosstata.ru/webapi/jsf/tableView/customiseTable.xhtml>, [дата обращения 01.03.2015]
- Единый Архив экономических и социологических исследований Высшей школы экономики. 2015. URL: <http://sophist.hse.ru/eng/> [дата обращения 20.02.2015].
- Информационно-аналитический центр «Минерал». 2015. URL: <http://www.mineral.ru/> [дата обращения 11.02.2015].
- Каталог ледников СССР. М.; Л.: Гидрометеиздат, 1965–1982. Т. 1–69.
- Котляков В. М., Хромова Т. Е., Зверкова Н. М., Чернова Л. П., Носенко Г. А. Две новые ледниковые системы на северо-востоке Евразии // Доклады академии наук. 2011. Т. 437. № 1. С. 1–6.
- Кулик И.Н. Прогнозирование потребностей в рабочей силе для зон опережающего экономического развития Чукотского автономного округа // Экономика и управление. 2012. № 7 (92). С. 96–99.
- Литвиненко Т.В. Постсоветская трансформация ресурсопользования и ее влияние на динамику населения в Чукотском автономном округе // Известия РАН. Сер. географ. 2013. № 2. С. 30–42.
- Очерки истории Чукотки с древнейших времен до наших дней / Под ред. Н.Н. Дикова. Новосибирск: Наука, 1974. 458 с.
- Пилясов А.И. Трансформация оленеводства Чукотского автономного округа в 1990-е годы // Актуальные проблемы региональной экономики. Межвузовский сборник. Вып. 2. Социально-экономические проблемы регионов Российского Севера. СПб.: ГПА, 2003. С. 13–30.
- Регионы России. Социально-экономические показатели. Статистический сборник Федеральной службы государственной статистики. 2014. URL: http://www.gks.ru/wps/wcm/connect/rosstat_main/rosstat/ru/statistics/publications/catalog/doc_1138623506156 [дата обращения 01.03.2015].
- Седов Р.В. Ледники хребта Искатень // Материалы гляциологических исследований. 1988. Вып. 62. С. 129–133.
- Седов Р.В. Ледники Чантальского хребта // Материалы гляциологических исследований. 1992. Вып. 75. С. 102–107.

Седов Р.В. Ледники и снежники гор охотского побережья // Материалы гляциологических исследований. 1995. Вып. 79. С. 139–144.

Седов Р.В. Ледники Провиденского горного массива // Материалы гляциологических исследований. 1996. Вып. 80. С. 142–145.

Седов Р.В. Ледники Чукотки // Материалы гляциологических исследований. 1997. Вып. 82. С. 213–217.

Седов Р.В. Ледники полуострова Тайгонос // Материалы гляциологических исследований. 1997. Вып. 82. С. 218–221.

Седов Р.В. Каталог ледников северо-восточной части Корякского нагорья. Т. 19. Северо-Восток. Ч. 5. Мейныпильгинский хребет // Материалы гляциологических исследований. 2001. Вып. 91. С. 151–162.

Схема территориального планирования Чукотского автономного округа. Т. 1–3. Новосибирск, 2008. Т. 1 — 160 с. Т. 2 — 148 с., Т. 3 — 105 с.

Схемы территориального планирования муниципальных образований Чукотского автономного округа. 2015. URL: http://www.chukotraion.ru/shema_territorialnogo_planirovanija/index.html [дата обращения 01.03.2015].

ФСТС РФ (Федеральная служба государственной статистики РФ). 2015. URL: http://www.gks.ru/bgd/regl/b13_38/IssWWW.exe/Stg/13-57.doc [дата обращения 01.03.2015].

Цатуров Ю.С., Клепиков А.В. Современное изменение климата Арктики: результаты нового оценочного доклада Арктического совета // Арктика: экология и экономика. 2012. № 8. С. 76–81.

Callaghan T.V., Johansson M., Key J., Prowse T.D., Ananicheva M., Klepikov A. Feedbacks and interactions: From the Arctic cryosphere to the climate system // *Ambio*. 2011. Vol. 40. P. 75–86. doi:10.1007/s13280-011-0215-8.

Gray P.A. Chukotkan reindeer husbandry in the post-socialist transition // *Polar research*. 2000. Vol. 19. № 1. P. 31–37.

Key J., Bøggild C.E., Sharp M., Yang D., Klepikov A. Observational needs and knowledge gaps for the cryosphere // *Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA). Arctic Monitoring and Assessment Program (AMAP)*, Oslo. 2011. 1133–1141.

Olsen M.S., Callaghan T.V., Reist J.D., Reiersen L.O., Dahl-Jensen D., Granskog M.A., Goodison B., Hovelsrud G.K., Johansson M., Kallenborn R., Key J., Klepikov A., Meier W., Overland J.E., Prowse T.D., Sharp M., Vincent W.F., Walsh J. The Changing Arctic Cryosphere and Likely Consequences: An Overview // *Ambio*. 2011. Vol. 40. P. 111–118.

A.V. KLEPIKOV, M.D. ANANICHEVA, E.V. ANTONOV

ON IMPLEMENTATION OF THE PROJECT “ADAPTATION ACTIONS FOR A CHANGING ARCTIC” FOR THE BERING, CHUKCHI AND BEAUFORT REGION

The article provides information about the project of the Arctic Council’s Adaptation Actions for a Changing Arctic and its implementation for the area of the Bering, Chukchi and Beaufort Seas, which includes the surrounding land areas, including the Chukotka Peninsula. The preliminary results of the study of glaciers in the region, as well as the results of studying the socio-economic situation in the Chukotka Autonomous District are briefly presented.

Keywords: Arctic, Arctic Council, climate, Chukotka, Chukotka Autonomous District, demography, economy, glaciers, infrastructure, precipitation, temperature.

**ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ
ОТЛОЖЕНИЙ ИНТЕРСТАДИАЛА (МИС 3)
ОСТРОВА КИНГ ДЖОРДЖ (ЗАПАДНАЯ АНТАРКТИКА)
НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ИСКОПАЕМЫХ ДИАТОМОВЫХ
КОМПЛЕКСОВ**

*д-р геогр. наук С.Р. ВЕРКУЛИЧ¹, канд. геол.-минерал. наук З.В. ПУШИНА¹,
науч. сотр. М.В. ДОРОЖКИНА¹, проф. М. МЕЛЛЕС², д-р Ж. РЕТЕМЕЙЕР²*

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

² — Университет г. Кёльн, Германия, e-mail: mmelles@uni-Koeln.de janet.rethemeyer@uni-Koeln.de

Представлены результаты изучения отложений интерстадиала МИС 3 из обнажений на острове Кинг Джордж (Западная Антарктика). Радиоуглеродные датировки и детальное исследование диатомовой флоры в отложениях позволили определить возраст и условия осадконакопления. По данным диатомового анализа формирование отложений происходило в мелководной, относительно холодноводной зоне морского бассейна.

Ключевые слова: остров Кинг Джордж, морские отложения, радиоуглеродное датирование, диатомовый анализ, интерстадиал, палеогеографическая реконструкция.

ВВЕДЕНИЕ

Морские отложения интерстадиала (МИС 3) — периода, предвещающего оледенение последнего ледникового максимума, — были отобраны на полуострове Файлдс, остров Кинг Джордж, в 2008–2012 гг. Первые результаты определения возраста, изучения видового состава ископаемой флоры и фауны отложений показали, что во время интерстадиала морские воды могли распространяться на острове до современной высотной отметки 40 м, площадь и размеры оледенения острова сокращались, а условия накопления отложений были, вероятно, не холоднее современных (Веркулич и др., 2013).

Для уточнения представления об условиях интерстадиала были проведены дополнительное датирование отложений и детальные исследования в них ископаемых комплексов диатомовых водорослей. Следует отметить, что столь подробное восстановление палеоэкологических обстановок интерстадиала на основе диатомового анализа разрезов отложений на суше выполнялось для материковой Антарктиды впервые. Ранее на острове Кинг Джордж и в окружающих акваториях изучались современные и голоценовые диатомовые водоросли (Кузьменко, 2004; Al-Handal, Wulff, 2008a, b; Bárcena et al., 1998; Kawecka et al., 1998; Ligowski, 1998; Martinez-Macchiavello et al., 1999; Rzepecki et al., 2011; Schmidt et al., 1990; Tatur et al., 2004; Watcham et al., 2011; Yang, Harwood, 1997; Yoon et al., 2000, 2006), а позднеледниковые

ценовые морские диатомовые водоросли были идентифицированы в донных осадках моря Беллинсгаузена (Akiba, 1982).

Полученные результаты исследований приводятся и обсуждаются в данной статье.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Исследования включали: радиоуглеродное датирование возраста двух образцов из разреза отложений PM2 (образцы PM2–15, PM2–27) и образца PM7–2 из разреза PM7; изучение ископаемых диатомовых комплексов в отложениях разрезов PA1, PM2, а также в образцах 48 и 49, 50, 121, отобранных из неглубоких расчисток отложений (рис. 1а).

Радиоуглеродный возраст ископаемых морских раковин из образцов определялся в Институте геологии и минералогии Университета г. Кёльн, Германия (АМС метод). Изучение ископаемых комплексов диатомовых водорослей выполнялось в ГНЦ РФ ААНИИ (Санкт-Петербург, Россия). Техническая обработка образцов отложений для диатомового анализа выполнялась по стандартной методике (Диатомовый анализ, 1974). Изучение водорослей в препарате проводилось с помощью светового микроскопа (СМ) Amplival Zeiss с иммерсионной жидкостью при увеличении 1500.

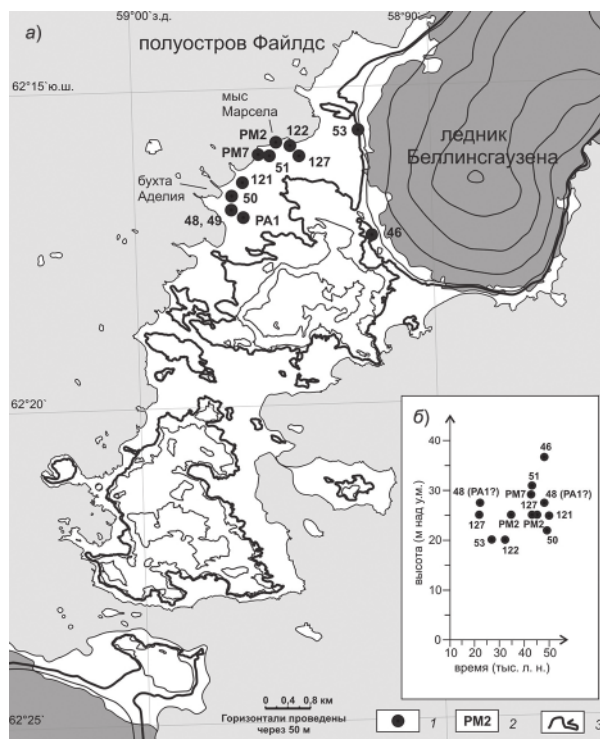


Рис. 1. Местоположение точек изученных отложений интерстадиала (МИС 3) на полуострове Файлдс, остров Кинг Джордж (а), и соотношение высоты и значений радиоуглеродного возраста отложений интерстадиала в точках (б) в соответствии с (Веркулич и др., 2013).

Условные обозначения к рисунку 1а: 1 — точки изученных отложений; 2 — номера разрезов и образцов отложений; 3 — предполагаемый максимальный уровень подъема морских вод (горизонталь 40 м) во время интерстадиала в соответствии с (Веркулич и др., 2013).

Подсчет диатомей осуществлялся до 300 створок, если количество экземпляров позволяло это сделать. Таксономическая идентификация и классификация водорослей были проведены с использованием отечественных и зарубежных определителей, с привлечением разнообразной литературы по диатомовым водорослям Антарктиды.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты радиоуглеродного датирования возраста ископаемых раковин показали, что все вмещающие их отложения формировались в период интерстадиала (МИС 3): возраст образца PM2–15 с глубины разреза 1,78–1,83 м составил 34550 ± 283 л.н. (лабораторный номер COL2583.1.1); возраст образца PM2–27 с глубины разреза 1,18–1,23 м составил 44930 ± 948 л.н. (лабораторный номер COL2582.1.1); возраст образца PM7–2 с глубины разреза 0,95–1,00 м составил 42484 ± 708 л.н. (лабораторный номер COL2584.1.1). Новые значения не противоречат ранее полученной картине высотного распределения отложений интерстадиала, подтверждая залегание их толщи примерно с 20 м над уровнем моря и выше (см. рис. 1б).

В изученных образцах отложений обнаружено 136 видов диатомовых водорослей и 1 вид силикофлагеллят. В зависимости от ареала распространения вида в Южном океане различают антарктические (неритические открытой воды и ледово-морские), субантарктические (океанические), умеренно-тепловодные (океанические) и сублиторальные и литоральные (бентосные, эпифитные и ледово-морские) виды. Большое значение в диатомовой флоре прибрежной части Южного океана имеют ледово-морские виды, которые являются как неритическими планктонными, так и бентосными и которые развиваются во льдах, под сезонными льдами и во время таяния сезонных льдов.

В установленных нами комплексах диатомей преобладают холодноводные планктонные и бентосные виды, многие из них ледово-морские: *Thalassiosira antarctica* Comber, *Porosira glacialis* (Grunow) Jørgensen, *Fragilariopsis curta* (O'Meara) Hustedt, *Pseudogomphonema kamtschaticum* (Grunow) Medlin, *Synedropsis recta* Hasle, *Actinocyclus actinochilus* (Ehrenberg) Simonsen. Наибольшее разнообразие имеют морские бентосные и эпифитные виды: например, эпифитный род *Cocconeis* насчитывает 24 вида, род *Navicula* — 10 видов. Планктонные океанические диатомеи и неритические виды открытой воды не очень многочисленны, чаще других встречаются *Fragilariopsis kerguelensis* (O'Meara) Hustedt, споры рода *Chaetoceros*, *Thalassiosira margaritae* (Frenguelli et Orlando) Kozlova emend Makarova, *Odontella litigiosa* (Van Heurck) Hoban. Бентосные пресноводно-солонатоводные и пресноводные диатомеи единично встречаются далеко не во всех комплексах диатомовых и представлены всего 10 видами, в основном видами рода *Planothidium*.

В образце 49 (см. рис. 1а) на глубине 25 см установлен небогатый количественно морской диатомовый комплекс, в котором преобладают неритические планктонные ледово-морские виды *Thalassiosira antarctica* Comber и ледово-морские виды *Synedropsis recta* Hasle, Medlin et Syvertsen; в числе сопутствующих здесь бентосные сублиторальные и литоральные виды. В состав комплекса входят единичные бентосные пресноводно-солонатоводные виды *Planothidium* sp. В расположенном выше, на глубине 20 см, образце 48 установлен также не очень богатый количественно морской комплекс диатомей, в котором преобладают эпифитные виды *Pseudogomphonema kamtschaticum* (Grunow) Medlin, известные как обрастатели льдов, *Cocconeis fasciolata* (Ehrenberg) Brown, ледово-морские виды *Synedropsis recta*; в том числе антарктические эндеми-

ки *Actinocyclus actinochilus* (Ehrenberg) Simonsen, *Fragilariopsis curta* (Van Heurck) Hustedt и др.; здесь обнаружены немногочисленные бентосные пресноводные виды *Planothidium* sp. и *Staurosira venter* (Ehrenberg) Cleve et Möller.

В образце 50 на глубине 13 см установлен богатый количественно, насчитывающий 60 видов диатомовый комплекс *in situ* с преобладанием морских видов (85 % от общего состава комплекса): количество планктонных видов — 22,6 %, среди них океанических — 10,6 % (*Fragilariopsis kerguelensis* — 6 % и др.), неритических видов открытой воды — 6,2 % (*Chaetoceros* sp. — 4 % и др.), неритических ледово-морских видов — 40,4 % (*Synedropsis recta* — 18 %, *Thalassiosira antarctica* — 18 %), морских бентосных видов — 66,4 % (*Cocconeis fasciolata* — 9 % и др.). Пресноводные виды представлены бентосными *Psammothidium metakryophilum* (Lange-Bertalot et Schmidt) Saabe, *Planothidium lanceolatum* (Brébisson) Round & Bukhtiyarova, *Planothidium dubium* (Grunow) Round, и другими. Ассоциация диатомей отражает условия, близкие современным условиям в морских прибрежных районах Антарктиды.

В образце 121 на глубине 17 см установлен богатый количественно морской комплекс *in situ*, включающий 29 видов с преобладанием морских видов (99 %): планктонных видов — 34,8 %, среди них океанических — 1,6 % (*Fragilariopsis kerguelensis* — 1 % и др.), неритических видов открытой воды — 22,6 % (*Chaetoceros* sp. — 1 %, *Odontella litigiosa* (Van Heurck) Hoban — 21 % и др.), неритических ледово-морских видов — 31,6 % (*Porosira glacialis* — 19 %, *Synedropsis recta* — 10 %, *Thalassiosira antarctica* — 7 %); морских бентосных видов — 24,2 % (*Cocconeis fasciolata* — 7 % и др.). Пресноводные виды единичны.

Разрез отложений PA1 (62,16978° ю.ш., 58,96280° з.д., 27 м над уровнем моря) был вскрыт на склоне долины, выходящей в бухту Аделя (см. рис. 1а). Он сложен преимущественно глинами и суглинками (в основании — пески), содержащими остатки морских водорослей, а также редкие обломки раковин моллюсков (рис. 2). Хотя датировок возраста отложений разреза еще не получено, можно уверенно отнести этот разрез к интерстадиалу МИС 3: его высотное положение попадает в границы распространения отложений интерстадиала; результаты датирования таких же отложений, на той же высоте в 100 м к западу по склону (образец 48) дают время интерстадиала (см. рис. 1а, б). В разрезе PA1 обнаружены богатые комплексы морских диатомей, по составам которых снизу вверх по разрезу выделяются четыре экологические зоны (экозоны).

Экозона IV (1,65–1,40 м). В песках обнаружены морские диатомовые водоросли при численном преобладании бентосных диатомей — до 54 %, и заметное количество ледово-морских диатомовых водорослей — до 37 %. Количество океанических и неритических видов диатомей открытой воды невелико.

Экозона III (1,40–0,60 м). Преобладают литоральные бентосные виды (до 62 %, из них *Navicula* cf. *perminuta* — до 25 %, *Cocconeis costata* var. *antarctica* — до 22 % и др.). Ледово-морские виды встречены с высокими количественными показателями (до 65 % в отдельных горизонтах, из них *Synedropsis* sp. — до 24 %, *Pseudogomphonema kamtschaticum* — до 22 %). Количества океанических и неритических видов диатомей открытой воды по-прежнему невелико.

Экозона II (0,60–0,15 м). При относительном увеличении численности океанических видов диатомей до 5,8 % (*Fragilariopsis kerguelensis* — 3 % и др.) и открыто-морских — до 28 % (*Chaetoceros* sp. — 12 % и др.), здесь доминируют литоральные

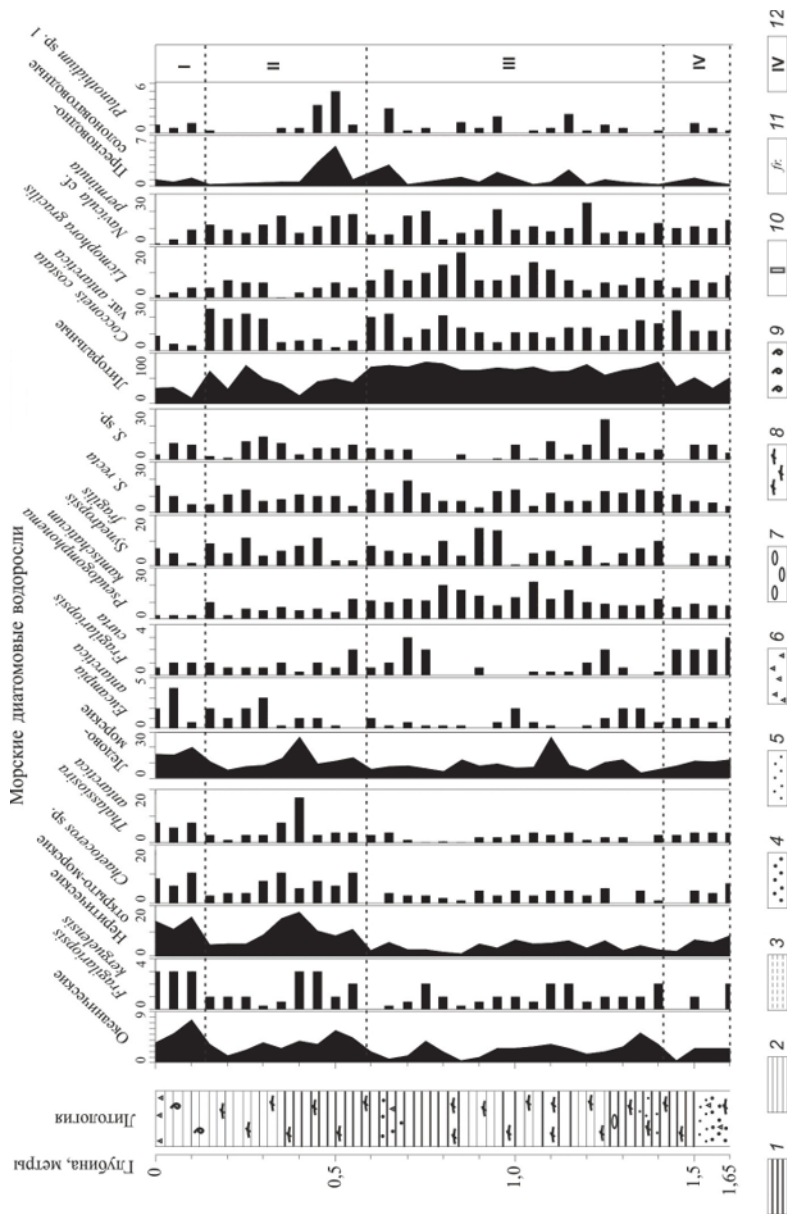


Рис. 2. Литология, распределение экологических групп и доминирующих видов диатомовых водорослей (в %), выделенные экозоны в соответствии с результатами диатомового анализа в разрезе РА1.

Условные обозначения к рисункам 2 и 3: 1 — глина; 2 — супесь; 3 — супесь, 4 — крупнозернистый песок; 5 — мелко- и тонкозернистый песок; 6 — дрова; 7 — щебень и мелкие валуны; 8 — остатки морских водорослей; 9 — раковины морских моллюсков; 10 — интервалы отбора осадков для датирования; 11 — обломки створок диатомей; 12 — номера экзон.

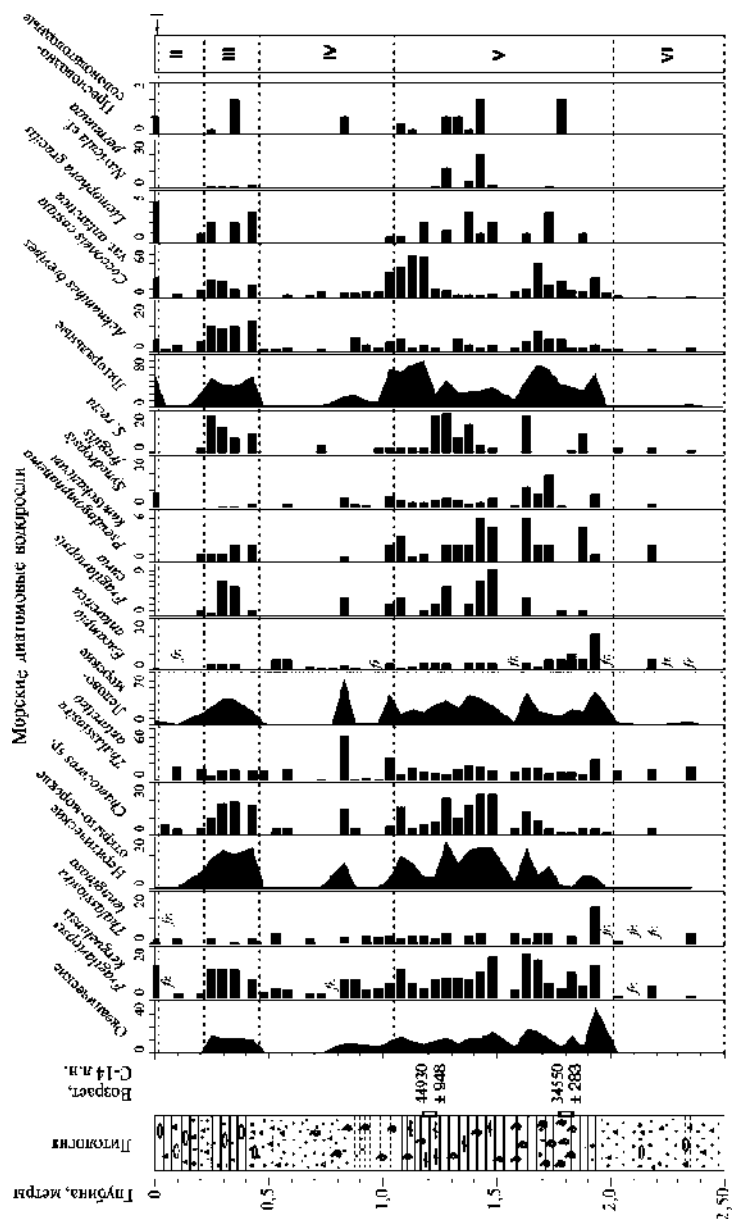


Рис. 3. Литология, результаты радиоуглеродного датирования, распределение экологических групп и доминирующих видов диатомовых водорослей (в %), выделенные экзоты в соответствии с результатами диатомового анализа в разрезе РМ2. Условные обозначения см. рис. 2.

бентосные виды диатомей — до 55 % (*Cocconeis costata* var. *antarctica* — до 25 % и др.); количество ледово-морских видов в отдельных горизонтах достигает 40 % при преобладании видов рода *Synedropsis* (до 36 %).

Экозона I (0,15–0,0 м). Здесь установлено самое большое по разрезу количество океанических (7,6 %, из них *Fragilariopsis kerguelensis* — 3 %) и неритических открыто-морских (до 26 %, из них *Chaetoceros* sp. — 12 %) видов диатомей при численном преобладании бентосных литоральных видов — до 55 % (*Navicula* cf. *perminuta* — 9 % и др.). Значительным является также количество ледово-морских видов диатомей — до 36 % (*Synedropsis recta* — 10 % и др.).

Отложения разреза РМ2 (62,15874° ю.ш., 58,94690° з.д., 25 м над уровнем моря) залегают над бровкой клифа в районе мыса Марсела (см. рис. 1). Они представлены переслаивающимися глинами, суглинками, супесями, песками с включениями раковин и остатков морских водорослей (рис. 3). В соответствии с результатами радиоуглеродного датирования, отложения накапливались во время интерстадиала (МИС 3). Результаты диатомового анализа указывают на морские условия формирования осадков. По составам комплексов диатомей и количеству экземпляров диатомей в разрезе снизу вверх выделяются шесть экзон.

Экозона VI (глубина залегания 2,50–2,02 м). Обнаружены немногочисленные створки 54 видов морских, преимущественно бентосных диатомей, большинство которых встречаются «единично» и в плохой сохранности. Условия развития диатомовой флоры были неблагоприятны, возможно, отдельные створки диатомей были занесены. Преобладают *Cocconeis costata* var. *antarctica*, *Thalassiosira antarctica* и *Eucampia antarctica* (Castracane) Mangin.

Экозона V (2,02–1,07 м). В данной экзоне установлены многочисленные створки морских диатомей, обнаружено 65 видов диатомей *in situ*. По составам диатомовых комплексов можно выделить два основных интервала экзоны.

В нижнем интервале (глубины залегания в разрезе составляют 2,02–1,57 м) доминируют планктонные неритические диатомеи, количество диатомей невысоко. В неритических планктонных диатомовых комплексах преобладают неритические диатомеи открытой воды (в целом — до 41 %, из них споры *Chaetoceros* sp. — 23 %), установлено наибольшее количество створок *Thalassiosira margaritae* (Frenguelli et Orlando) Kozlova emend Makarova (до 6 %); ледово-морские виды составляют до 34 % (*Synedropsis recta* — 11 %, *Fragilariopsis curta* — до 8 %); литоральные виды насчитывают до 33 %; океанических виды составляют до 17 % (*Fragilariopsis kerguelensis* — 16 %).

Верхний интервал (1,57–1,07 м), характеризующийся в целом доминированием бентосных литоральных, очень богатых количественно диатомей, был сформирован в литоральной зоне относительно холодноводного морского бассейна. Бентосные литоральные виды составляют до 58 % с преобладанием *Cocconeis costata* var. *antarctica* (до 48 %); на долю неритических открыто-морских диатомей приходится до 36 % (*Thalassiosira antarctica* — 26 %, *Chaetoceros* sp. — 16 %, *Odontella litigiosa* — до 8 % и др.); ледово-морские виды составляют до 24 % (*Synedropsis recta* — 15 %, *Fragilariopsis curta* — до 5 %); океанических видов — до 12,2 % (*Fragilariopsis kerguelensis* — 11 %). Диатомовый вид *Podosira antarctica* Gogorev et Pushina, типичный для плейстоценовых и голоценовых диатомовых комплексов из отложений оазиса Вестфолль, встречен «единично». Пресноводные виды редки, они составляют всего 2 %. В состав диатомовых комплексов входят вымершие и, вероятно, переотложенные

Stephanopyxis sp. и *Trigonium antarcticum* Gogorev et Pushina. Комплекс этого интервала очень похож на диатомовый комплекс отложений интерстадиала из образца 121.

Экозона IV (1,02–0,47 м). Установлены немногочисленные створки морских диатомей, возможно занесенных. «Единично» встречено 13 видов диатомовых водорослей, которые относятся к разным экологическим группам.

Экозона III (0,47–0,22 м). Обнаружены многочисленные створки диатомей *in situ*, установлен 61 вид. О нестабильности гидрологических условий свидетельствует смешанный экологический состав диатомовых комплексов: бентосные и планктонные диатомеи обнаружены практически в равных долях. До 42 % составляют литоральные бентосные виды; на долю неритических открыто-морских диатомей приходится до 35 % (*Chaetoceros* sp. — 19 % и др.); ледово-морские виды составляют до 25 % (*Synedropsis recta* — 14 %, *Fragilariopsis curta* — до 6 %); океанических видов — до 14 % (*Fragilariopsis kerguelensis* — 11 % и др.). Вероятно, формирование этих осадков происходило в литоральной зоне, подверженной значительному влиянию океанических вод.

Экозона II (0,22–0,05 м). Створки морских диатомовых водорослей немногочисленны, хотя они относятся к 25 видам.

Экозона I (0,05–0,00 м). Установлены немногочисленные створки диатомей *in situ*. В осадках обнаружено 40 видов диатомей, заметно присутствие океанических грубоокремненных видов. Все диатомовые — морские, преимущественно бентосные литоральные, преобладают *Cocconeis costata* var. *antarctica* Manguin. Вероятно, отложения накапливались в морских прибрежных (литоральных) условиях, которые не были благоприятны для развития диатомовой флоры.

ОБСУЖДЕНИЕ

Предшествующие и новые результаты радиоуглеродного датирования указывают на важную роль морских вод в формировании очертаний и природной среды острова Кинг Джордж в период интерстадиала: остров превращался в архипелаг (см. рис. 1а). Оценить характеристики перекрывающих остров морских вод и особенности местного климата того времени позволяют результаты диатомового анализа отложений интерстадиала.

Диатомовые комплексы, установленные нами во всех изученных образцах, отражают в целом прибрежные холодноводные условия с проникновением океанических вод. Это проникновение было наиболее ощутимо при накоплении отложений разреза РМ2 (на глубине 1,57–1,32 м экозоны V и в экзонах III, I) и образца 50; при формировании диатомовых комплексов в районе разреза РА1 влияние океанических вод было незначительным. Наибольшее количество неритических видов открытой воды установлено в отложениях разреза РА1 (экозона II) и разреза РМ2 (на глубине 1,52–1,07 м экозоны V и в экзоне III). Холодноводные диатомовые комплексы выявлены практически по всему разрезу РА1 (особенно на глубине 1,35–0,60 м экозоны III) и в отложениях на глубине 1,57–1,32 м экозоны V разреза РМ2. Самые мелководные условия существовали при формировании отложений образцов 50 и 121, при накоплении осадков в верхней части экозоны V разреза РМ2 (глубины 1,27–1,07 м) и всего разреза РА1.

Сравнение изученной нами ископаемой диатомовой флоры с современными диатомовыми биоценозами (Al-Handal, Wulff, 2008a, 2008b; Ligowski, 1998) и с диатомовыми комплексами из голоценовых осадков (Rzepecki et al., 2011) акватории острова Кинг Джордж в целом не выявило серьезных отличий видового состава диатомовых водорослей, но обнаруживает некоторые различия в диатомовых комплексах. Диатомовые

комплексы в отложениях МИС 3 более сходны с диатомеями, характеризующими современные биоценозы акватории в районе острова. В современных диатомовых комплексах было установлено 50 эпифитных диатомовых водорослей, принадлежащих 29 родам, среди которых численно доминируют *Cocconeis* spp., *Entopyla australis* var. *gigantea*, *Grammatophora arctica* и *Pseudogomphonema kamtschaticum*. Практически все виды, описанные в современных диатомовых комплексах, встречаются и в ископаемых диатомовых комплексах из отложений МИС 3. Однако в изученных нами комплексах ледово-морские диатомеи часто являются доминирующими, хотя количество *Cocconeis* spp. здесь тоже достаточно велико. Из перечисленных диатомей лишь *Pseudogomphonema kamtschaticum* является не только эпифитным видом, но и обрастателем льда.

Планктонная группа диатомей из отложений МИС 3 значительно отличается от установленных в настоящее время в рассматриваемом регионе. В фитопланктоне, собранном в западной части пролива Брансфилда, наибольшим видовым разнообразием характеризовались роды *Chaetoceros* (15 видов), *Rhizosolenia*, *Thalassiosira* (по 7 видов), *Thalassiothrix* (3 вида) (Кузьменко, 2004). В нашем материале наибольшим разнообразием отличаются планктонные виды родов *Thalassiosira* (11 видов), *Fragilariopsis* (9 видов), а представители рода *Chaetoceros* присутствуют как неопределимые до вида споры (*Chaetoceros* sp.).

Основным отличием установленных нами диатомовых комплексов от голоценовых комплексов из донных отложений залива Адмиралтейства (Rzepecki et al., 2011) является незначительное количество видов рода *Chaetoceros*, большая концентрация которых в современных биоценозах отражает их высокую биопродуктивность и стабильные гидродинамические условия (Stockwell, 1991). Сравнение с голоценовыми комплексами из обнажений острова Кинг Джордж также не выявило отличий в видовом составе диатомовых комплексов, но нужно отметить, что количество диатомей и видовое разнообразие значительно меньше в диатомовых комплексах голоцена, в которых преобладают виды рода *Cocconeis*, *Licmophora gracilis* и *Pseudogomphonema kamtschaticum* (Веркулич и др., 2012).

Сравнение диатомовых комплексов отложений разрезов PM2 и PA1 обнаруживает некоторые различия. Формирование разреза PM2 происходило в литоральной зоне морского бассейна, подверженного изменяющемуся влиянию океанических вод, что обуславливало довольно резкие изменения условий развития диатомовой флоры. Это подтверждается и особенностями литологии разреза: очевидной и неоднократной сменой характера осадка (см. рис. 3). Отложения разреза PA1, накапливавшиеся также в литоральной зоне морского бассейна, испытывали меньшее влияние океанических вод и сложены более однородным, тонкодисперсным материалом (см. рис. 2): смена условий осадконакопления в разрезе PA1 была менее резкая, чем для разреза PM2. На наш взгляд, данные различия зависели прежде всего от особенностей места формирования разрезов: отложения разреза PM2 накапливались на поверхности обращенного к океану древнего клифа, а осадконакопление в разрезе PA1 шло в древней долине, которая, вероятно, представляла собой сравнительно неглубокую, узкую лагуну, вдающуюся в сушу на сотни метров, где волноприбойная деятельность и обмен морских вод были сравнительно слабыми. Данная интерпретация позволяет сделать два вывода: во-первых, о высокой степени достоверности полученных результатов диатомового анализа; во-вторых, о том, что основные черты рельефа полуострова (береговая линия, долины и т.п.) были созданы задолго до периода интерстадиала МИС 3.

ВЫВОДЫ

Выполненное исследование ископаемых диатомовых водорослей и дополнительное датирование в отложениях интерстадиала (МИС 3) позволяют:

- подтвердить факт распространения морских вод на острове Кинг Джордж во время МИС 3 до современных высотных отметок 20–30 м над уровнем моря;
- впервые детально описать морскую позднеплейстоценовую диатомовую флору в материковых отложениях Антарктиды;
- реконструировать палеоэкологические условия формирования отложений интерстадиала (МИС 3) на острове Кинг Джордж.

Осадконакопление в период интерстадиала происходило в морских, относительно холодноводных условиях, которые, однако, были не суровой наблюдающихся в районе острова Кинг Джордж в настоящее время. Преобладание бентосных и эпифитных морских диатомей позволяет заключить, что развитие диатомовой флоры происходило в мелководных (меньше 30 м глубины) условиях с нормальной морской соленостью.

Исследования выполнялись в рамках темы 1.3.1.3 ЦНТП Росгидромета и при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ 14-05-00548а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Веркулич С.Р., Дорожкина М.В., Пушина З.В., Татур А., Сухомлинов Д.И., Крылов А.В. Условия интерстадиала (MIS3) и характер оледенения последнего ледникового максимума на острове Кинг Джордж (Западная Антарктика) // Лед и снег. 2013. № 1 (121). С. 111–117.

Веркулич С.Р., Пушина З.В., Татур А., Дорожкина М.В., Сухомлинов Д.И., Курбатова Л.Е., Мавлюдов Б.Р., Саватюгин Л.М. Голоценовые изменения природной среды на полуострове Файлдс, остров Кинг Джордж (Западная Антарктика) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 3 (93). С. 17–27.

Диатомовый анализ. Т. 1. Л.: Наука, 1974. 403 с.

Кузьменко Л.В. Фитопланктон западной части пролива Брансфилда // Украинский Антарктический журнал. 2004. № 2. С. 125–137.

Akiba F. Late Quaternary diatom biostratigraphy of the Bellingshausen Sea, Antarctic Ocean // Rep. Tech. Res. Cen. JNOC. 1982. Vol. 16. P. 31–74.

Al-Handal A.Y., Wulff A. Marine benthic diatoms from Potter Cove, King George Island, Antarctica // Botanica Marina. 2008a. Vol. 51. P. 51–68.

Al-Handal A.Y., Wulff A. Marine epiphytic diatoms from the shallow sublittoral zone in Potter Cove, King George Island, Antarctica // Botanica Marina. 2008b. Vol. 51. P. 411–435.

Bárcena M.A., Gersonde R., Ledesma S., Fabrès J., Calafat A.M., Canals M., Sierro F.J., Flores J.A. Record of Holocene glacial oscillations in Bransfield Basin as revealed by siliceous microfossil assemblages // Antarctic Science. 1998. Vol. 10 (3). P. 269–285.

Kawecka B., Olech M., Nowogrodzka-Zagórska M., Wojtuń B. Diatom communities in small water bodies at H. Arctowski Polish Antarctic Station (King George Island, South Shetland Islands, Antarctica) // Polar Biology. 1998. Vol. 19. P. 183–192.

Ligowski R. Diatoms in different habitats of Admiralty Bay, Antarctica // Proceedings of the 15th Diatom Symposium 1998, Perth, Australia. Perth: Gonter Verlag, 1998. P. 173–191.

Martinez-Macchiavello J.C., Tatur A., Servant-Vildary S., del Valle R. Holocene environmental change in a marine-estuarine-lacustrine sediment sequence King George Island, South Shetland Islands // Antarctic Science. 1999. Vol. 8 (4). P. 313–322.

Rzepecki M., Wasilowska A., Pushina Z., Gąsiorowski M., Majewski W., Gromadka P., Tatur A., Ligowski R. Zmiany klimatyczne podczas ostatniego milenium zapisane w osadach dennych centralnej części Zatoki Admiralicji na wyspie Króla Jerzego (Climate changes during last millenium fixed in sediments of Admiralty Bay, King George island) // Konferencja naukowa "Zmiany paleoklimatyczne w przeszłości geologicznej", Warsaw, 23–24 listopada 2011. Warsaw, 2011. P. 79–80.

Schmidt R., Mausbacher R., Muller J. Holocene diatom flora and stratigraphy from sediment cores of two Antarctic lakes (King George Island) // *J. Paleolim.* 1990. Vol. 3. P. 55–74.

Stockwell D.A. Distribution of *Chaetoceros* resting spores in the Quaternary sediments from Leg 19 // *Proc. ODP (Ocean Drilling Program), Sci. Results.* 1991. Vol. 119. P. 599–603.

Tatur A., del Valle R., Barczuk A., Martinez-Macchiavello J.C. Records of Holocene environmental changes on King George Island, Antarctica; a critical review // *Ocean and Polar Research.* 2004. Vol. 26 (3). P. 531–537.

Watcham E.P., Bentley M.J., Hodgson D., Roberts S.J., Fretwell P.T., Lloyd J.M., Larter R.D., Whitehouse P.L., Leng M.J., Monien P., Moreton S.G. A new Holocene relative sea level curve for the South Shetland Island, Antarctica // *Quaternary Science Reviews.* 2011. Vol. 30. P. 3152–3170.

Yang S., Harwood D.M. Late Quaternary environmental fluctuations based on diatoms from Yanou Lake, King George Island, Fildes Peninsula, Antarctica // Ricci C.A. (ed.) *The Antarctic Region: Geological evolution and processes (Proceedings of the 7th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Siena, 1995).* Siena: Terra Antarctica Publication, 1997. P. 853–859.

Yoon H.I., Park B.K., Kim Y., Kim D. Glaciomarine sedimentation and its paleoceanographic implications along the fjord margins in the South Shetland Islands, Antarctica during the last 6000 years // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 2000. Vol. 157. P. 189–211.

Yoon H., Khim B.-K., Lee K., Park Y.-H., Yoo K.-C. Reconstruction of postglacial paleoproductivity in Long Lake, King George Island, West Antarctica // *Polish Polar Research.* 2006. Vol. 27 (3). P. 189–206.

S.R. VERKULICH, Z.V. PUSHINA, M.V. DOROZHKINA, M.MELLES, J. RETHEMEYER

CHARACTERIZATION OF ENVIRONMENTAL CONDITIONS OF THE INTERSTADIAL (MIS 3) DEPOSITS FORMATION IN KING GEORGE ISLAND (WEST ANTARCTICA) BASED ON THE STUDY OF FOSSIL DIATOM ASSEMBLAGES

The results of the interstadial (MIS3) deposits study in King George Island (West Antarctica) are presented. The C14 dating and detailed diatom research allowed definition of age and paleoenvironmental conditions of sedimentation. The deposits accumulation took place in shallow, relatively cold water marine basin.

Keywords: King George Island, marine deposits, radiocarbon dating, diatom analysis, interstadial, paleogeographic reconstruction.

НИКОЛАЮ НИКОЛАЕВИЧУ БРЯЗГИНУ — 90!



5 декабря 2015 г. исполнилось 90 лет кандидату географических наук, старшему научному сотруднику отдела взаимодействия океана и атмосферы Николаю Николаевичу Брязгину.

После учебы в Ленинградском Арктическом училище в 1947–1950 гг. Николай Николаевич работал гидрометеорологом на полярных станциях мыс Биллингса, Валькаркай и Певек, а с 1955 г., после окончания ЛВИМУ, в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте. Дважды выполнял программы стандартных и специальных гидрометеорологических наблюдений на дрейфующей станции СП-6, был начальником дрейфующей станции СП-11. В 1968–1969 гг. работал в качестве эксперта ООН — специалиста по гидрометеорологическим приборам в Монголии.

За 60 лет работы в ААНИИ им опубликовано более 100 научных статей, касающихся различных вопросов в области исследований атмосферных процессов в полярных регионах. Последние годы основное внимание в научных исследованиях уделяет проблемам особо опасных метеорологических явлений в Российской Арктике, климатическим особенностям выпадения осадков и их накопления в Центральном арктическом бассейне и на арктическом побережье.

За более чем 65 лет работы в системе Гидрометслужбы СССР и России заслуги Николая Николаевича отмечены Почетными грамотами ГУГМС и Госкомгидромета, знаками «Отличник Гидрометслужбы» и «Почетный полярник», Бронзовой медалью ВДНХ. В 1997 г. награжден, как член авторского коллектива, Премией имени Е.И. Толстикова за работу «Цикл монографий, обобщающих результаты многолетних режимных и климатических исследований гидрометеорологических характеристик в Арктическом бассейне, включая наблюдения на дрейфующих станциях “Северный полюс”». За многолетнюю и плодотворную работу в системе Росгидромета в 2000 г. награжден нагрудным знаком «Почетный работник Гидрометслужбы России».

Желаем Николаю Николаевичу крепкого здоровья и благополучия, творческих успехов в исследовательской работе.

Коллеги ААНИИ

Сборник научных статей ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ № 4 (106)

Подписано в печать 4.12.2015
Формат 70×100 1/16
Тираж 200

Печать офсетная
Печ. л. 7,5
Заказ № 0373849

Типография ООО «Супервэйв Групп»

188681, Ленинградская область, Всеволожский район, пос. Красная Заря, д. 15